



Olga Zawadzka

# **Badanie własności optycznych aerozoli na podstawie synergii obserwacji satelitarnych i pomiarów naziemnych**

Rozprawa doktorska przygotowana w Instytucie Geofizyki  
Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego  
pod opieką dr hab. Krzysztofa Markowicza

Warszawa, 2014









---

# Spis treści

---

<b>Spis treści</b>	<b>i</b>
<b>Podziękowania</b>	<b>1</b>
<b>Streszczenie</b>	<b>3</b>
<b>Abstract</b>	<b>5</b>
<b>1 Wstęp</b>	<b>7</b>
<b>2 Problem odwrotny w zagadnieniach teledetekcyjnych</b>	<b>13</b>
2.1 Wstęp do metod odwrotnych . . . . .	13
2.1.1 Metoda minimalizacyjno-wariacyjna . . . . .	16
2.1.2 Metoda modeli sprzężonych . . . . .	18
2.1.3 Metoda najmniejszych kwadratów . . . . .	19
2.1.4 Metoda Bayesa . . . . .	22
2.2 Równanie Fredholma pierwszego rodzaju . . . . .	23
2.3 Model transferu radiacyjnego . . . . .	27
2.3.1 Przybliżenie pojedynczego rozpraszania . . . . .	29
2.3.2 Metoda kolejnych przybliżeń . . . . .	33
2.3.3 Przybliżenie 2-strumieniowe . . . . .	34
2.3.4 Przybliżenie delty-Eddingtona . . . . .	35
<b>3 Metody satelitarne w badaniach optycznych własności aerozolu atmosferycznego</b>	<b>39</b>
3.1 Główne problemy teledetekcji satelitarnej aerozolu atmosferycznego . . .	39
3.2 Przegląd metod teledetekcji satelitarnej aerozolu atmosferycznego . . . .	40
3.2.1 Satelity na orbitach polarnych . . . . .	42
3.2.2 Satelity geostacjonarne . . . . .	49
3.2.3 Pomiary zintegrowane . . . . .	53

<b>4</b>	<b>Konstrukcja zintegrowanych algorytmów do wyznaczania grubości optycznej aerozolu na podstawie optymalnej interpolacji</b>	<b>55</b>
4.1	Dane i instrumenty . . . . .	56
4.1.1	SEVIRI . . . . .	56
4.1.2	Informacja o zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym	58
4.1.2.1	MODIS . . . . .	58
4.1.2.2	Model transportu zanieczyszczeń . . . . .	58
4.1.2.3	Pomiary naziemne . . . . .	60
4.1.3	Model transferu promieniowania . . . . .	62
4.1.4	Look-up tables . . . . .	67
4.1.5	Dodatkowe dane . . . . .	68
4.2	Konstrukcja algorytmów . . . . .	69
4.2.1	Algorytm 1-kanałowy . . . . .	70
4.2.2	Algorytm 2-kanałowy . . . . .	71
4.2.3	Wyznaczanie zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym	71
4.3	Analiza błędów metody 1- oraz 2-kanałowej . . . . .	73
<b>5</b>	<b>Walidacja algorytmów</b>	<b>79</b>
5.1	Porównanie AOD SEVIRI z pomiarami naziemnymi . . . . .	79
5.2	Porównanie AOD SEVIRI z danymi z detektora MODIS . . . . .	84
5.3	Analiza zmienności przestrzennej AOD na wybranych przykładach . . .	87
5.4	Podsumowanie . . . . .	94
<b>6</b>	<b>Badanie zmienności przestrzennej AOD w rejonie aglomeracji warszawskiej</b>	<b>97</b>
6.1	Wprowadzenie . . . . .	97
6.2	Źródła aerozolu atmosferycznego w Polsce . . . . .	98
6.3	Metodologia . . . . .	100
6.4	Długoterminowe obserwacje własności aerozolu w pionowej kolumnie powietrza . . . . .	103
6.4.1	Pomiary naziemne AOD . . . . .	103
6.4.2	Pomiary naziemne wykładnika Ångströma . . . . .	106
6.4.3	Pomiary satelitarne zmienności AOD w rejonie Warszawy . . . .	108
6.5	Zmienność czasowa i przestrzenna koncentracji PM <sub>10</sub> i PM <sub>2,5</sub> w rejonie Warszawy . . . . .	110
6.6	Porównanie własności aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery i przy powierzchni ziemi . . . . .	113
6.7	Epizody smogowe . . . . .	115
6.8	Podsumowanie . . . . .	120

<b>7 Podsumowanie</b>	<b>125</b>
<b>A MSG i SEVIRI</b>	<b>131</b>
A.1 MSG . . . . .	131
A.2 SEVIRI . . . . .	132
A.2.1 Budowa i skanowanie . . . . .	132
A.2.2 Kalibracja . . . . .	134
A.3 Przetwarzanie danych z SEVIRI . . . . .	134
A.4 Pobieranie danych i geometria . . . . .	136
<b>B Kalibracja instrumentów</b>	<b>139</b>
B.1 Microtops . . . . .	139
B.2 MFR-7 . . . . .	140
B.3 Ceilometr . . . . .	141
<b>Spis symboli</b>	<b>143</b>
<b>Spis skrótów</b>	<b>147</b>
<b>Spis rysunków</b>	<b>151</b>
<b>Spis tabel</b>	<b>153</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>155</b>



---

# Podziękowania

---

Pragnę przekazać serdeczne podziękowania mojemu promotorowi, dr hab. Krzysztofowi Markowiczowi, za poświęcony czas i wsparcie na wszystkich etapach powstawania niniejszej pracy.

Prezentowane badania zostały częściowo sfinansowane z grantu Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego „Wyznaczanie własności optycznych aerozoli na podstawie synergii pomiarów teledetekcyjnych” (decyzja nr 1276/B/P01/2010/38) oraz z funduszy Unii Europejskiej (Europejski Fundusz Społeczny, nr umowy UDA-POKL.04.01.01-00-072/09-00).

Dziękuję organizacji EUMETSAT za udostępnienie pomiarów z satelity MSG2 (nr licencji 50001643), Bretowi Holbenowi i Piotrowi Sobolewskiemu za wykorzystane dane ze stacji AERONET w Belsku oraz Wojewódzkiemu Inspektoratowi Ochrony Środowiska w Warszawie za przekazanie informacji na temat koncentracji cząstek PM<sub>10</sub> i PM<sub>2,5</sub>. Pragnę podziękować również Naval Research Laboratory za udostępnienie wyników z modelu NAAPS oraz NOAA Air Resources Laboratory za dane z modelu HYSPLIT. W pracy wykorzystane zostały również dane pochodzące z projektu MACC-II.



---

# Streszczenie

---

Aerozol atmosferyczny jest ważnym składnikiem atmosfery, gdyż wpływa na bilans radiacyjny, a co za tym idzie na klimat Ziemi, w wyniku bezpośredniego oddziaływania cząstek z promieniowaniem, a także pośrednio, poprzez modyfikację własności mikrofizycznych chmur. Do precyzyjnego określenia roli aerozolu w procesach klimatycznych, ze względu na obserwowane duże zmiany zawartości aerozolu w atmosferze, niezbędny jest monitoring grubości optycznej aerozolu prowadzony w dużej skali przestrzennej. Zmiany ilości aerozolu w atmosferze, a także jego kompozycji, wiążą się zarówno z emisjami naturalnymi, jak i antropogenicznymi. W drugim przypadku szczególną rolę odgrywają aglomeracje miejskie, które odpowiadają za duże emisje cząstek oraz znaczne modyfikacje składu aerozolu atmosferycznego.

Monitoring grubości optycznej aerozolu na dużych obszarach może być prowadzony przy zastosowaniu detektorów satelitarnych. Teledetekcyjne badania własności optycznych aerozolu atmosferycznego wiążą się jednak z szeregiem problemów i ograniczeń, a jedną z najważniejszych trudności jest konieczność oszacowania refleksyjności powierzchni ziemi. W ramach niniejszej pracy opracowana została metoda integracji danych mająca na celu poprawę algorytmów służących do wyznaczania własności optycznych powierzchni ziemi, co z kolei przekłada się na mniejsze błędy w wyznaczanej grubości optycznej aerozolu atmosferycznego.

Wykorzystanie danych teledetekcyjnych w celu uzyskania informacji na temat własności fizycznych aerozolu wiąże się z koniecznością użycia metod odwrotnych. W rozdziale 2 przedstawiona została definicja problemu odwrotnego a także podstawowe metody jego rozwiązywania. Opisane zostało równanie transferu promieniowania w atmosferze, pełniące rolę tzw. modelu bezpośredniego w zagadnieniach odwrotnych, a także kilka uproszczeń stosowanych podczas rozwiązywania tego równania.

Rozdział 3 zawiera podsumowanie głównych problemów związanych z satelitarną teledetekcją aerozolu atmosferycznego. Przybliżone zostały również najważniejsze metody wykorzystywane w satelitarnych badaniach aerozolu. Przegląd używanych algorytmów obejmuje zarówno metody stosowane w przypadku instrumentów poruszających się po orbitach biegunowych, jak i tych umieszczonych na satelitach geostacjonar-

nych. Wyszczególnione i opisane zostały algorytmy wykorzystywane do wyznaczania własności aerozolu na podstawie pomiarów wykonywanych przez detektor SEVIRI.

W rozdziale 4 opisana została konstrukcja dwóch autorskich algorytmów służących do wyznaczania własności optycznych aerozolu atmosferycznego. Zaproponowano dwie różne metody, 1- i 2-kanalową, oparte na synergii danych satelitarnych pochodzących z przyrządu SEVIRI, obserwacji naziemnych oraz modeli numerycznych. W obydwu przypadkach do oszacowania rozkładu przestrzennego grubości optycznej aerozolu w dniu referencyjnym stosowana jest metoda optymalnej interpolacji. Informacje na temat AOD w dniu referencyjnym pozyskano z detektora MODIS lub z modeli MACC lub NAAPS. Po wykonaniu korekcji tła aerozolowego względem naziemnych pomiarów fotometrycznych wyznaczana jest refleksyjność powierzchni w dniu referencyjnym. Uzyskana w ten sposób wartość współczynnika odbicia podłoża jest następnie wykorzystywana do wyznaczania rozkładu przestrzennego AOD w okresie  $\pm 10$  dni.

Walidacja opracowanych algorytmów przedstawiona została w rozdziale 5. Porównanie AOD wyznaczonego na podstawie obserwacji SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi wskazuje na dość dobrą zgodność wyników. Najmniejsze różnice zanotowane zostały dla obserwatorium w Belsku, dla obydwu wersji algorytmu. Średnie różnice AOD wahają się od -0,02 do 0,02, a średni błąd kwadratowy przyjmuje wartości 0,04-0,05. Dobrą zgodność zanotowano również dla porównania AOD wyznaczonego dla całego obszaru Polski z danymi z detektora MODIS, zarówno dla przypadków, w których AOD w dniu referencyjnym pochodziła z detektora MODIS jak i z modelu MACC. Średni bias był zwykle niższy niż 0,01, a rms przyjmował wartości z zakresu 0,04-0,06.

Rozdział 6 poświęcony jest analizie wpływu emisji pochodzących z aglomeracji miejskich na rozkład przestrzenny własności optycznych aerozolu atmosferycznego, w kontekście metody optymalnej interpolacji. Długookresowe obserwacje grubości optycznej aerozolu oraz koncentracji cząstek pyłu zawieszonego o średnicach  $< 10 \mu\text{m}$  zebrane w Warszawie i w okolicach miasta wskazują na niewielki wpływ emisji lokalnych.



---

# Abstract

---

Atmospheric aerosol is an important component of the atmosphere as it influences radiative balance and thus the climate of the Earth. Aerosol particles interact directly with radiation and indirectly they modify the microphysical properties of clouds. In order to determine the precise role of aerosol in climate processes, taking into account fluctuations of the amount of aerosol in the atmosphere, it is essential to carry out large spatial scale monitoring of aerosol optical depth (AOD). Changes in the amount of atmospheric aerosol and its composition are related to emissions from natural sources as well as to those of anthropogenic origin. As to the latter, city agglomerations are of great importance as they emit large amounts of particles and bring about significant changes in aerosol composition.

Monitoring of aerosol optical depth on a large spatial scale can be performed with the use of satellite instruments. Remote sensing of atmospheric aerosol optical properties is related, however, to a number of problems and limitations, of which one of the most significant difficulties is to estimate surface reflectance. This thesis deals with a method of data integration that has been developed in order to improve the estimation of values of surface optical properties and which, in turn, translates into reduced uncertainties when retrieving aerosol optical depth.

The use of remote sensing data in order to retrieve information on the physical properties of aerosols entails the necessity of employing inverse methods. In chapter 2 a definition of an inverse problem and basic methods to solve it are presented. In addition, a radiative transfer equation, which is employed as a forward model, is described, as are several simplifications used in the process of solving this equation.

Chapter 3 summarises the main substantial problems related to the satellite remote sensing of atmospheric aerosol. The most important methods used in the satellite research of aerosol are also described. The review of algorithms provided includes both methods developed for polar and geostationary satellites. Finally, algorithms designed for retrieving aerosol properties based on SEVIRI data are listed and characterised.

Chapter 4 discusses the construction of two algorithms designed to retrieve the optical properties of atmospheric aerosol. These two different, 1- and 2-channel methods,

are based on the synergy of satellite data, ground-based measurements and numerical model outputs. In both cases, an optimal interpolation method was used to estimate a first approximation of the spatial distribution of aerosol optical depth. Information on the spatial distribution of AOD on the reference day was derived from the MODIS instrument or MACC or NAAPS models. Following the correction of the aerosol background the next step is to estimate surface reflectance on the reference day. The value of surface reflectance obtained is then used to retrieve spatial distribution of aerosol optical depth over a period of  $\pm 10$  days.

A validation of the constructed algorithms is presented in chapter 5. A comparison of the SEVIRI AOD with sun photometer observations showed quite a good concordance. The smallest differences, for both methods, were registered for the Belsk station. The mean bias of AOD was between -0.02 and 0.02 and the root mean square was about 0.04-0.05. Similar results were obtained for a comparison of AOD calculated for the whole territory of Poland and MODIS data, and also for AOD on the reference day taken both from MODIS and from MACC. Mean bias was usually lower than 0.01, and rms was about 0.04-0.06.

Chapter 6 deals with an analysis of the influence of city agglomeration emissions on aerosol optical properties' spatial distribution in the context of the optimal interpolation method. Long-term observations of aerosol optical depth and the concentration of particulate matter with diameter  $< 10 \mu\text{m}$  collected in Warsaw and the surrounding area indicate the minor influence of local emissions.

## Rozdział 1

---

# Wstęp

---

Aerozol jest ważnym składnikiem atmosfery, gdyż wpływa na bilans radiacyjny, a co za tym idzie na klimat Ziemi, w wyniku bezpośredniego oddziaływania cząstek z promieniowaniem, a także pośrednio, poprzez modyfikację własności mikrofizycznych chmur (IPCC, 2013). Aerozol atmosferyczny jest przedmiotem intensywnych badań, nadal jednak wiedza o jego wpływie na klimat jest niewystarczająca, a szacowanie tego oddziaływania poprzez wyznaczenie wymuszania radiacyjnego obarczone jest dużymi niepewnościami (IPCC, 2013). Wiąże się to z faktem, że oddziaływanie aerozolu na klimat zależy od wielu czynników, takich jak: własności fizykochemiczne i mikrofizyczne aerozolu, rozkład pionowy cząstek w atmosferze, ale również własności optyczne powierzchni ziemi (Seinfeld and Pandis, 2006; Mahowald et al., 2011). Ważną rolę odgrywają również procesy termodynamiczne zachodzące w chmurach i przetwarzanie aerozolu przez chmury (Ramanathan et al., 2001). Ze względu na stosunkowo krótki czas życia aerozolu troposferycznego jego ilość i kompozycję charakteryzuje silna zmienność regionalna (Pandis et al., 1995; Monks et al., 2009). Emisje aerozolu ze źródeł antropogenicznych związane są głównie z gęsto zaludnionymi regionami półkuli północnej, podczas gdy aerozole pochodzenia naturalnego odgrywają ważną rolę na obydwu półkulach. W obu przypadkach emisje wykazują znaczną zmienność w cyklu rocznym, ale również w dłuższej skali czasowej (Calvo et al., 2013).

Podstawową rolę w badaniu wpływu aerozolu na system klimatyczny pełnią naziemne i satelitarne systemy obserwacyjne, modele transportu zanieczyszczeń oraz modele klimatu. Główną częścią monitoringu aerozolu atmosferycznego są naziemne sieci pomiarowe, z których największy zasięg ma AERONET (AErosol RObotic NETwork) (Holben et al., 1998). Częścią składową AERONETu jest sieć Maritime Aerosol Network (Smirnov et al., 2009), która obejmuje pomiary fotometryczne prowadzone na statkach. W mniejszej skali przestrzennej obserwacje prowadzone są przez sieci regionalne i lokalne, takie jak EARLINET-ASOS (European Aerosol Research Li-

dar Network), ARFINET (Aerosol Radiative Forcing over India NETwork), PolarAOD (Polar Aerosol Optical Depth Measurement Network Project), SKYNET (Atmospheric Radiation and Weather Observation Network in Japan), MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network), AD-Net (Asian Dust Network), IMPROVE (Interagency Monitoring of Protected Visual Environments) czy CMDL Aerosol Network (Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Aerosol Network). Pomiary aerozolu pochodzące zarówno z sieci o zasięgu globalnym, jak i tych regionalnych, zbierane są w bazie danych programu Global Atmosphere Watch (GAW) Światowej Organizacji Meteorologicznej (<http://gaw.empa.ch/gawsis/>).

Generalnie informacje o własnościach fizycznych i chemicznych aerozolu pochodzące z pomiarów naziemnych charakteryzuje stosunkowo dobra dokładność, problemem jest jednak niska rozdzielczość przestrzenna i nierównomierne rozmieszczenie stacji. Obserwacje podstawowej wielkości optycznej, jaką jest grubość optyczna aerozolu (ang. *aerosol optical depth*, AOD), na dużych obszarach i z dobrą rozdzielczością przestrzenną prowadzone są przy zastosowaniu detektorów satelitarnych. Pierwsze pomiary aerozolu, ze względu na stosunkowo prostą metodologię prowadzone były nad oceanami, przy użyciu takich detektorów jak AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) (Stowe et al., 1997) i SeaWIFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) (Hooker et al., 1992). Monitoring własności aerozolu nad lądem prowadzony jest obecnie przede wszystkim za pomocą instrumentów MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Kaufman et al., 1997b; Remer et al., 2005), MISR (Multiangle Imaging SpectroRadiometer) (Wang and Gordon, 1994; Martonchik et al., 1998), AVHRR, POLDER (PoLarization and Directionality of the Earth's Reflectances), VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) i in. Wymienione instrumenty umieszczone są na satelitach okrążających Ziemię na orbitach biegunowych. Dostarczają one danych o dobrej rozdzielczości przestrzennej, ale z niewystarczającą rozdzielczością czasową (od kilkunastu godzin do kilkunastu dni), spowodowaną długim czasem rewizyty. Obserwacje aerozolu atmosferycznego z rozdzielczością rzędu nawet kilkunastu minut umożliwia wykorzystanie satelitów umieszczonych na orbitach geostacjonarnych. Dla półkuli zachodniej pomiary geostacjonarne wykonywane są za pomocą detektorów umieszczonych na satelitach GOES-East i GOES-West (Geostationary Operational Environmental Satellite) (Knapp et al., 2002, 2005; Zhang et al., 2013). Natomiast nad Europą dane na temat aerozolu pochodzą z detektora SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) (Popp et al., 2007; Jolivet et al., 2008; Thomas et al., 2009; Mei et al., 2012).

Satelitarny monitoring aerozolu w skali globalnej pełni ważną rolę w symulacjach numerycznych rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. Współczesne modele transportu

zanieczyszczeń takie jak NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) (Christensen, 1997), MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate) (Morcrette et al., 2009), GOCART (Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport), WRF-Chem (Weather Research and Forecasting model coupled with Chemistry), GEM-AQ (Global Environmental Multiscale – Air Quality), czy DREAM (Dust REgional Atmospheric Model) wykorzystują obserwacje satelitarne do określania emisji naturalnych i, w mniejszym stopniu, zanieczyszczeń antropogenicznych. W części z wymienionych modeli asymiluje się mierzona przez satelity AOD lub radiancję w zakresie krótkofalowym w celu poprawienia wyników symulacji numerycznych (Benedetti et al., 2009). Modele pozwalają określić własności mikrofizyczne oraz optyczne aerozolu w stopniu niedostępnym z punktu widzenia obecnie prowadzonych obserwacji satelitarnych, ale również podczas warunków meteorologicznych uniemożliwiających wykorzystanie pomiarów prowadzących z orbit okołoziemskich. W ten sposób modele transportu zanieczyszczeń uzupełniają naszą wiedzę na temat zmienności czasoprzestrzennej aerozolu od skali regionalnej po skalę globalną.

Aerozol atmosferyczny charakteryzuje się nie tylko dużą zmiennością przestrzenną, ale również znacznymi zmianami w czasie. W latach 1960-1990 obserwowana była redukcja promieniowania docierającego do powierzchni ziemi (np. w latach 1971-1986 dla Europy zanotowano spadek promieniowania o 2,7-3,5 W/m<sup>2</sup> (Norris and Wild, 2007)). Zjawisko to, noszące nazwę globalnego zaciemnienia (Wild et al., 2007), cechowała silna zmienność przestrzenna. Od lat 90. XX wieku w niektórych rejonach globu obserwowane jest tzw. globalne rozjaśnienie (Wild et al., 2007) spowodowane redukcją emisji zanieczyszczeń antropogenicznych, szczególnie nad Europą (Marmer et al., 2007). Efektem jest wzrost promieniowania docierającego do powierzchni ziemi na terenie Europy o 2,0-2,3 W/m<sup>2</sup> w latach 1987-2002 (Norris and Wild, 2007). Ilość aerozolu w atmosferze na niektórych obszarach nadal jednak ulega zwiększeniu (Wang and Liang, 2009). Powiązanie zjawiska globalnego zaciemnienia i późniejszego rozjaśnienia ze zmianami ilości aerozolu w atmosferze było częściowo możliwe dzięki analizie zmian natężenia promieniowania słonecznego w dni bezchmurne. Na bezpośrednie wykrywanie długookresowych trendów o charakterze globalnym i regionalnym związanych z emisją aerozolu do atmosfery pozwalają m.in. pomiary fotometryczne. W tym przypadku jednak rzadko mamy możliwość wykorzystania ponad 30-letnich serii pomiarowych. W przypadku pomiarów satelitarnych serie pomiarowe są jeszcze krótsze. Analiza pomiarów wykonanych w ostatnich latach w ramach sieci AERONET wskazuje na spadek AOD nad Europą i Ameryką Północną (deMeij et al., 2012; Hsu et al., 2012; Yoon et al., 2012) o ponad 80% (deMeij et al., 2012). Natomiast obserwacje prowadzone w południowej Azji w ramach sieci ARFINET pokazują wzrost AOD

o ok. 2% rocznie, w ciągu ostatniego dwudziestolecia (Krishna et al., 2013). Podobne rezultaty odnotowane zostały dla AOD wyznaczonej na podstawie pomiarów wykonanych detektorem satelitarnym MODIS w latach 2000-2009 nad oceanami. Dodatkowo trendy AOD zaobserwowano w rejonie Azji Południowo-Wschodniej i nad obszarami tropikalnymi, natomiast spadek AOD miał miejsce u wybrzeży Europy i w pobliżu wschodniego wybrzeża USA (Zhang and Reid, 2010).

Teledetekcyjne badania własności optycznych aerozolu atmosferycznego wiążą się z szeregiem problemów i ograniczeń. Po pierwsze, w celu uzyskania informacji na temat własności fizycznych aerozolu, niezbędne jest użycie metod odwrotnych. Przeprowadzenie obliczeń wymaga uwzględnienia takich czynników jak własności podłoża i atmosfery, geometria pomiaru, rodzaj orbity satelitarnej czy charakterystyka detektora. Satelitarne badania aerozolu atmosferycznego nad lądem utrudnia przede wszystkim wysokie i zmienne albedo powierzchni ziemi. W przypadku satelitów geostacjonarnych dużym problemem jest występowanie pikseli częściowo pokrytych chmurami. Zachmurzenie takie jest trudne do detekcji i może zostać błędnie zidentyfikowane jako warstwa aerozolu atmosferycznego o grubości optycznej wyższej niż rzeczywistość. Szczególne trudności wiążą się z wyznaczeniem współczynnika odbicia dla obszarów pokrytych roślinnością. Albedo wegetacji wykazuje bowiem dużą zmienność w ciągu roku, w zależności od typu roślinności i stopnia jej rozwoju, wilgotności etc.

Podjęta w ramach rozprawy doktorskiej tematyka badawcza koncentruje się na opracowaniu metody służącej do wyznaczania AOD z wysoką rozdzielczością czasoprzestrzenną na podstawie integracji danych pochodzących z obserwacji satelitarnych, pomiarów naziemnych i modeli numerycznych. Główne cele prezentowanej pracy to:

- opracowanie 1- oraz 2-kanalowej metody służącej do wyznaczania AOD dla detektora SEVIRI;
- zmniejszenie błędów AOD (względem dotychczasowych metod) poprzez ulepszenie metody stosowanej do wyznaczania poprawki atmosferycznej i współczynnika odbicia powierzchni ziemi w przypadku detektora SEVIRI;
- analiza wpływu miejskich źródeł emisji cząstek na zmiany przestrzenne AOD w rejonie Warszawy na podstawie obserwacji satelitarnych i pomiarów naziemnych.

Prezentowana praca składa się z 7 rozdziałów. W rozdziale 2 przedstawiona została definicja problemu odwrotnego a także podstawowe metody jego rozwiązywania. Opisane zostało równanie transferu promieniowania w atmosferze, pełniące rolę tzw. modelu bezpośredniego w zagadnieniach odwrotnych, a także kilka uproszczeń stosowanych podczas rozwiązywania tego równania.



Rozdział 3 zawiera podsumowanie głównych problemów związanych z satelitarną teledetekcją aerozolu atmosferycznego. Przybliżone zostały również najważniejsze metody wykorzystywane w satelitarnych badaniach aerozolu. Wyszczególnione i opisane zostały algorytmy wykorzystywane do wyznaczania własności aerozolu na podstawie pomiarów wykonywanych przez detektor SEVIRI.

W rozdziale 4 opisana została konstrukcja dwóch autorskich algorytmów, 1- i 2-kanalowego, służących do wyznaczania własności optycznych aerozolu atmosferycznego. Zaprezentowane zostały źródła danych oraz wykorzystywany model transferu promieniowania. Omówiono również metodę optymalnej interpolacji i sposób wyznaczania współczynnika odbicia powierzchni ziemi.

Walidacja opracowanych algorytmów przedstawiona została w rozdziale 5. Przeprowadzone zostało porównanie AOD wyznaczonego na podstawie obserwacji wykonanych przy użyciu detektora SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi, a także z danymi z detektora MODIS.

Rozdział 6 poświęcony jest analizie wpływu emisji pochodzących z aglomeracji miejskich na rozkład przestrzenny własności optycznych aerozolu atmosferycznego, w kontekście metody optymalnej interpolacji. Zaprezentowane zostały długookresowe obserwacje grubości optycznej aerozolu oraz koncentracji cząstek pyłu zawieszonego o średnicach  $<10\ \mu\text{m}$  zebrane w Warszawie i okolicach miasta.

W rozdziale 7 zawarte zostało podsumowanie pracy. Ponadto w dodatkach A i B znajduje się szczegółowa charakterystyka detektora SEVIRI oraz opis instrumentów naziemnych wykorzystywanych podczas badań i ich kalibracji.

Wyniki prezentowane w niniejszej rozprawie doktorskiej zostały opublikowane w następujących artykułach:

1. Zawadzka O. i K.M. Markowicz, 2014. *Retrieval of aerosol optical depth from optimal interpolation approach applied to SEVIRI data*. Remote Sensing 6(8), 7182-7211.
2. Zawadzka, O., K.M. Markowicz, A. Pietruczuk, T. Zieliński, J. Jarosławski, 2013. *Impact of urban pollution emitted in Warsaw on aerosol properties*. Atmospheric Environment 69, 15-28.
3. Zawadzka, O. i K.M. Markowicz, 2011. *Wyznaczanie grubości optycznej aerozoli atmosferycznych na podstawie pomiarów teledetekcyjnych*. Przegląd Geofizyczny 56, 3-26.

Pozostałe artykuły, których tematyka nie została uwzględniona w niniejszej rozprawie, to:

1. Zawadzka, O., P. Makuch, K.M. Markowicz, T. Zieliński, T. Petelski, V. Ulevicius, A. Strzałkowska, A. Rozwadowska, D. Gutowska. *Studies of aerosol optical depth with use of Microtops sun photometers and MODIS detector*. Acta Geophysica 62(2) 2, 400-422.
2. Markowicz, K.M., T. Zieliński, A. Pietruczuk, M. Posyniak, O. Zawadzka, P. Makuch, I.S. Stachlewska, A.K. Jagodnicka, T. Petelski, W. Kumala, P. Sobolewski, T. Stacewicz, 2012. *Remote sensing measurements of the volcanic ash plume over Poland in April 2010*. Atmospheric Environment 48, 66–75.
3. Markowicz, K.M., O. Zawadzka, I.S. Stachlewska, 2010. *Obserwacje pyłu wulkanicznego nad Polską w kwietniu 2010 roku*. Przegląd Geofizyczny 55, 119-143.



# Problem odwrotny w zagadnieniach teledetekcyjnych

---

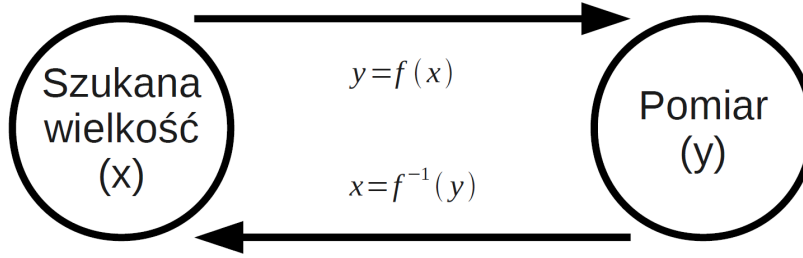
## 2.1 Wstęp do metod odwrotnych

Wykorzystanie danych teledetekcyjnych niesie za sobą szereg trudności związanych z interpretacją gromadzonych informacji. Uzyskanie danych na temat własności fizycznych atmosfery czy oceanu wiąże się z koniecznością wykorzystania metod odwrotnych. Przybliżone rozwiązanie problemu odwrotnego znajduje się zazwyczaj w następujących krokach (Goering et al., 2005):

- zdefiniowanie modelu opisującego zależności fizyczne;
- wyznaczenie kryteriów poprawności rozwiązania;
- optymalizacja zagadnienia;
- budowa metody numerycznej i znalezienie rozwiązania spełniającego ustalone kryteria;
- analiza błędów;
- walidacja (wykorzystanie niezależnych pomiarów).

W przypadku teledetekcji satelitarnej aerozolu wyznaczenie jego własności fizycznych wymaga wykorzystania teorii rozpraszania światła oraz transferu promieniowania w atmosferze. W ogólności zagadnienie odwrotne może być rozważane jako zestaw nieliniowych (rzadziej liniowych) równań opisujących oddziaływanie fal elektromagnetycznych lub dźwiękowych z ośrodkiem, w którym propagują się. Definicja zagadnienia odwrotnego, z jakim mamy często do czynienia w teledetekcji, zaprezentowana jest w uproszczeniu na ryc. 2.1. Szukane wartości parametrów reprezentuje

wektor stanu  $x$  zawierający  $n$  elementów:  $x_1, x_2, \dots, x_n$ . Wektor stanu może np. opisywać profil pionowy wielkości fizycznej, jak również zawierać zestaw dowolnych zmiennych skalarnych. Zmierzone wartości zebrane są w wektorze obserwacji  $y$  o  $m$  elementach:  $y_1, y_2, \dots, y_m$ . Wektor ten powinien zawierać wszystkie zmierzone wielkości, które są funkcją wektora stanu  $x$ . Możliwe jest pojawienie się tej samej wielkości fizycznej zarówno w wektorze stanu jak i w wektorze obserwacji, jeśli np. wykonane zostały pomiary bezpośrednie danej wielkości.



Rycina 2.1: Definicja problemu wprost oraz problemu odwrotnego

Każdemu wektorowi stanu odpowiada idealny wektor obserwacji  $y_I$ , określony przez procesy fizyczne zachodzące podczas transferu promieniowania przez atmosferę. Procesy te mogą być opisane funkcją wprost

$$y_I = f(x). \quad (2.1)$$

Ze względu na ograniczoną dokładność pomiarów w praktyce należy również uwzględnić błąd obserwacji ( $\varepsilon$ ). Ponadto na ogół niezbędne jest wykorzystanie przybliżeń (uproszczeń) procesów fizycznych zapisanych jako model wprost  $F(x)$ , będący aproksymacją funkcji  $f(x)$ . W efekcie zależność między wektorem stanu oraz wektorem obserwacji przyjmuje postać

$$y = F(x) + \varepsilon, \quad (2.2)$$

gdzie  $y$  zawiera wartości pomiarów,  $\varepsilon$  to błąd obserwacji a  $F(x)$  jest wektorem wartości funkcji stanu w przestrzeni wektora obserwacji. Relacja pomiędzy wektorem obserwacji i wektorem stanu uwzględnia również dodatkowe wielkości  $b$

$$y = F(x, b) + \varepsilon. \quad (2.3)$$

Wielkości ujęte w wektorze  $b$  wpływają na wynik pomiaru, a tym samym na wektor stanu. W przypadku detekcji aerozolu mogą to być na przykład zawartość ozonu i pary wodnej w pionowej kolumnie atmosfery. Wartość szukanego wektora stanu  $x$  jest wynikiem zastosowania operatora odwrotnego  $F^{-1}$

$$\hat{x} = F^{-1}(y, b, x_a, c), \quad (2.4)$$

gdzie  $\hat{x}$  jest wartością szacowaną, a nie faktycznym stanem, natomiast  $b$  jest najlepszym możliwym oszacowaniem parametrów funkcji wprost. Wektory  $x_a$  oraz  $c$  zawierają parametry, które nie są ujęte w funkcji wprost, ale wpływają na uzyskiwany wynik oraz mogą być przyczyną błędów. W szczególności wektor  $x_a$  oznacza oszacowany stan *a priori* wektora  $x$  przed wykonaniem obserwacji. Jako  $x_a$  przyjmuje się na ogół wartości klimatyczne lub dane uzyskane na podstawie modeli prognostycznych.

W procesie rozwiązywania zagadnień odwrotnych znaczne trudności stwarzają problemy natury matematycznej związane z istnieniem i stabilnością rozwiązań. W części zagadnień odwrotnych wielkość liczba niezależnych obserwacji jest często mniejsza niż ilość elementów wektora stanu, co powoduje, że w pewnej klasie problemów odwrotnych zagadnienie jest źle postawione. Problem jest dobrze postawiony, jeśli rozwiązanie istnieje i jest jednoznaczne, a jego zachowanie zmienia się w sposób ciągły wraz z danymi wejściowymi (Heinz et al., 2000). Ostatnia własność wiąże się ze stabilnością zagadnienia i wymaga, aby niewielkie zmiany w wynikach obserwacji nie powodowały dużych zmian wyznaczanych wielkości fizycznych. Znaczna wrażliwość rozwiązania na błędy pomiarowe oznacza problem źle uwarunkowany. Regularyzacja zagadnienia odwrotnego polega na przyjęciu odpowiednich założeń upraszczających lub nałożeniu dodatkowych warunków, jakie wiążą elementy wektor stanu lub wektor stanu z wektorem obserwacji. W przypadku pomiarów albedo pojedynczego rozpraszania (ang. *single scattering albedo*, SSA) w ramach sieci AERONET (Petters et al., 2003; Bais et al., 2005) zmniejszana jest na przykład ilość elementów w wektorze stanu, gdyż wyznaczane jest średnie SSA w pionowej kolumnie atmosfery, a nie profil pionowy tej wielkości. Innym przykładem może być narzucanie warunku, aby wyznaczany wektor stanu był w bliskim sąsiedztwie wektora informacji *a priori*. Inaczej mówiąc, z dostępnej klasy rozwiązań wybieramy tylko takie, które znajdują się odpowiednio blisko (w sensie pewne normy w przestrzeni wielowymiarowej) spodziewanego wyniku.

Do prawidłowego skonstruowania modelu wprost zagadnienia odwrotnego niezbędne jest poznanie procesów fizycznych łączących zmierzone wielkości z tymi poszukiwanymi. W szczególności należy oszacować wpływ poszczególnych czynników na wektor stanu. Pozwala to określić, które wielkości wymagają dokładnej estymacji, a w przypadku których wykorzystać można np. wartości klimatyczne. Dla przykładu, wyznaczenie temperatury powierzchni oceanu na podstawie pomiarów satelitarnych promieniowania długofalowego wymaga określenia poprawki atmosferycznej, która zależy w głównej mierze od profilu temperatury oraz wilgotności powietrza, zaś w znacznie mniejszym od profilu ciśnienia czy koncentracji CO<sub>2</sub> lub ozonu.

Kolejnym problemem jest nieliniowość modelu wprost, która wynika ze skomplikowanych relacji między obserwacjami a wektorem stanu i może wiązać się z występowaniem więcej niż jednego rozwiązania dla analizowanej funkcji. Pociąga to za sobą konieczność wprowadzenia takiego wektora startowego, który będzie możliwie bliski wektorowi stanu  $x$ , co zapobiegać będzie wyznaczeniu rozwiązania odpowiadającego minimum lokalnemu. W analizie informacji zawartych w obserwacjach najprostsze jest zatem założenie liniowości modelu w granicach błędu  $\varepsilon$ . Linearyzację funkcji wprost wokół stanu referencyjnego  $x_a$  zapisać można jako

$$y - F(x_a) = \frac{\partial F(x)}{\partial x}(x - x_a) + \varepsilon = \mathbf{K}(x - x_a) + \varepsilon. \quad (2.5)$$

Występująca w powyższym równaniu macierz funkcji wagowej (macierz wzmocnień)  $\mathbf{K}$  opisuje odpowiedź modelu na niewielkie zaburzenia wektora stanu. Macierz wzmocnień ma rozmiar  $m \times n$ , a każdy jej element jest pochodną cząstkową elementów modelu wprost po elementach wektora stanu (np.  $\mathbf{K}_{ij} = \frac{\partial F_i(x)}{\partial x_j}$ ). Jeśli  $m < n$ , dane zagadnienie jest określane jako źle postawione, gdyż ilość pomiarów jest mniejsza niż ilość niewiadomych. Rozwiązanie liniowe, uzyskane na podstawie równania 2.5, może być traktowane jednak jedynie jako pierwsze przybliżenie. Ponadto zaprezentowane rozwiązanie pozwala wyznaczyć wektor stanu  $x$  tylko, jeśli możliwe jest obliczenie  $\mathbf{K}^{-1}$ .

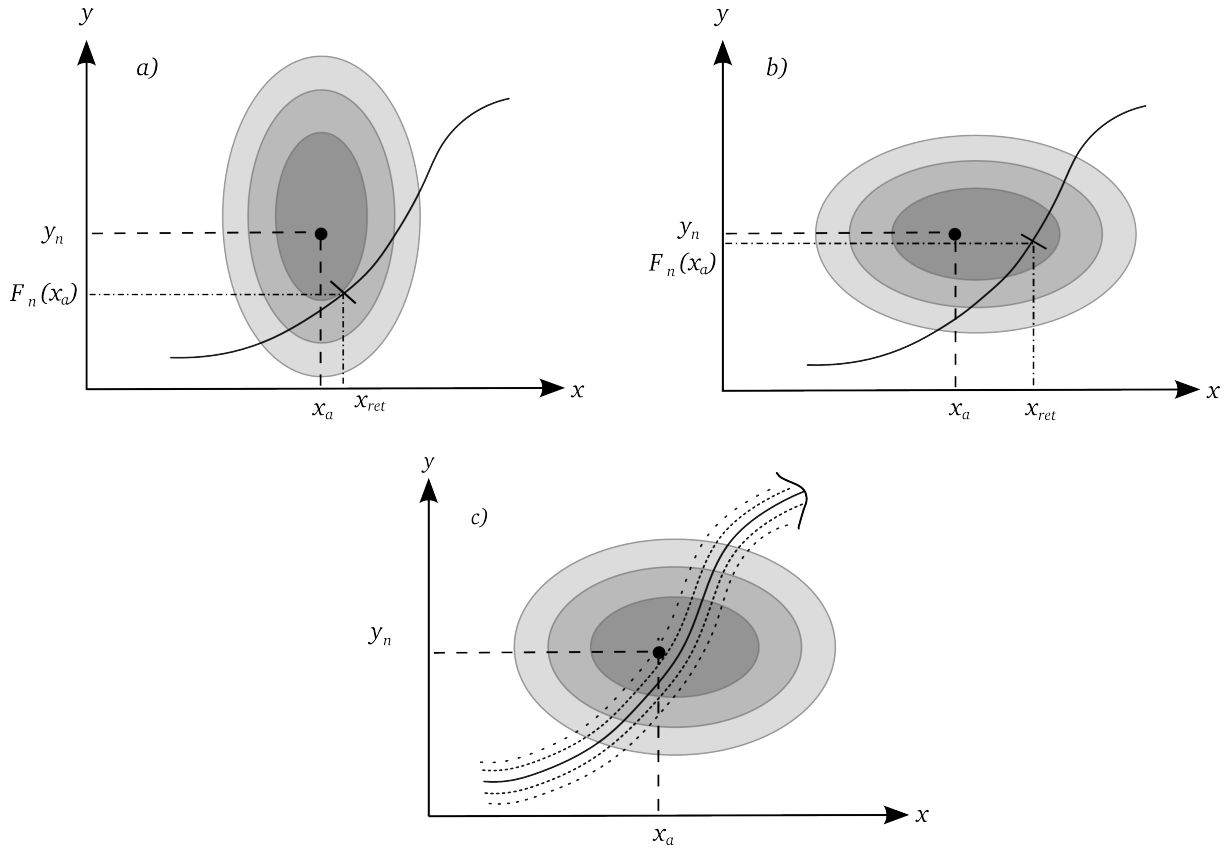
### 2.1.1 Metoda minimalizacyjno-wariacyjna

Jednym ze sposobów rozwiązania problemu odwrotnego jest metoda minimalizacyjno-wariacyjna. Najbardziej prawdopodobnym rozwiązaniem jest w tym przypadku to, które minimalizuje funkcję kosztu (Rodgers, 2000)

$$J = [y - F(x)]^T \mathbf{S}_y^{-1} [y - F(x)] + (x - x_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (x - x_a), \quad (2.6)$$

gdzie  $x_a$  to wektor informacji *a priori*, a  $\mathbf{S}_y$  oraz  $\mathbf{S}_a$  to macierze kowariancji błędów, odpowiednio, obserwacji oraz informacji *a priori*. Poprawne wyznaczenie macierzy kowariancji błędów jest kluczowe w rozwiązywaniu zagadnień odwrotnych. W szczególności macierz kowariancji błędów *a priori*  $\mathbf{S}_a$  stanowi dodatkowe ograniczenie rozwiązania i narzuca podprzestrzeń, w której znajduje się rozwiązanie. Elementy znajdujące się na diagonalach macierzy  $\mathbf{S}_y$  oraz  $\mathbf{S}_a$  to wariancje opisujące niepewności związane z błędami modelu i pomiarów oraz stanem *a priori*. Błędne oszacowanie wariancji błędów informacji *a priori* prowadzi do zbyt małych lub zbyt dużych poprawek w kolejnych krokach iteracyjnych podczas wyznaczania minimum funkcji kosztu. Poza wariancjami również współczynniki kowariancji (elementy pozadiagonalne macierzy  $\mathbf{S}_a$ ) są istotne, gdyż decydują o tym jak dane będą wygładzane w przestrzeni wektora

stanu. W przypadku macierzy  $S_y$  zakłada się najczęściej brak korelacji pomiędzy elementami wektora błędów obserwacji, co wiąże się z faktem, że obserwacje są na ogół niezależne. W takim przypadku elementy pozadiagonalne są równe 0.



Rycina 2.2: Rozwiązanie problemu odwrotnego ( $x_{ret}$ ) w zależności od błędów obserwacji, informacji *a priori* i modelu (na podstawie Holm (2008)).  $F_n$  oznacza model bezpośredni i służy do wyznaczania modelowego odpowiednika  $y_n$ . Wykres a) przedstawia błąd informacji *a priori* znacząco mniejszy niż błąd obserwacji (brak błędu modelu); b) - błąd obserwacji znacząco mniejszy niż błąd informacji *a priori* (brak błędu modelu). W przypadku wykresu c) błąd modelu zadany został w postaci funkcji gęstości prawdopodobieństwa.

W równaniu 2.6 wyróżnić można dwa człony: pierwszy związany z obserwacjami, drugi - z danymi *a priori*. Rezultat minimalizacji jest kompromisem między wpływem każdego z członów równania na rozwiązanie. Jeżeli błąd informacji *a priori* jest znacząco mniejszy niż błąd obserwacji, rozwiązanie przyjmie wówczas wartość zbliżoną do stanu referencyjnego (ryc. 2.2 a). Natomiast gdy obserwacje obarczone są niewielkim błędem, wówczas wartość otrzymana w procesie minimalizacji, po przekształceniu operatorem obserwacji, będzie zbliżona do wyniku pomiarów (ryc. 2.2 b). Wpływ na otrzymane rozwiązanie ma również uwzględnienie błędu modelu (ryc. 2.2 c).

W celu wyznaczenia minimalnej wartości funkcji kosztu wykorzystuje się różne metody, takie jak metoda gradientów sprzężonych (Hestenes and Stiefel, 1952) czy

iteracyjna Newtona (Newton, 1671). Metody gradientowe są szybkie, jednak wrażliwe na istnienie minimów lokalnych. Rozwiązanie iteracyjne można zapisać w postaci równania

$$x_i = x_{i-1} + \mathbf{S}(\mathbf{K}^T \mathbf{S}_y^{-1}(y - F(x_{i-1})) + \mathbf{S}_a^{-1}(x_a - x_{i-1})), \quad (2.7)$$

gdzie

$$\mathbf{S} = (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}^T \mathbf{S}_y^{-1} \mathbf{K})^{-1}. \quad (2.8)$$

Iteracje wykonuje się do momentu, gdy spełniony jest warunek

$$(x - x_{i-1})^T \mathbf{S}^{-1} (x - x_{i-1}) \ll n, \quad (2.9)$$

gdzie  $n$  to ilość elementów wektora stanu. Do estymacji błędów wyznaczonego wektora wykorzystywane są wielkości z diagonalii macierzy  $\mathbf{S}$

$$e_i = \frac{\sqrt{\mathbf{S}_{ii}}}{x_i} 100\%, \quad (2.10)$$

zaś do określenia przydatności wektora obserwacji użyte mogą być wskaźniki wykorzystujące wartości osobliwe ( $\lambda_i$ ) macierzy Inna szacowaną wielkością może być tzw. ilość stopni swobody  $d_s$

$$d_s = \sum \frac{\lambda_i^2}{1 + \lambda_i^2}. \quad (2.11)$$

Parametr ten określa ilość użytecznych i niezależnych obserwacji, co pozwala na optymalizację zagadnienia (np. wybór kanałów spektralnych itp.). Dodatkowo liczba wartości osobliwych większych od jedności opisuje, ile jest niezależnych wielkości wyznaczanych z wektora obserwacji. Użytecznym wskaźnikiem jest tzw. indeks Shannona, który opisuje poniższy wzór

$$IS = \frac{1}{2} \sum \ln(1 + \lambda_i^2). \quad (2.12)$$

Uzyskana wartość oznacza ilość różnych stanów, które mogą być uzyskane na podstawie wektora obserwacji  $y$  oraz informacji *a priori*. Jeśli do wektora obserwacji dodawane są nowe elementy, wówczas zmiana indeksu Shannona opisuje, o ile więcej elementów wektora stanu może zostać wyznaczonych.

## 2.1.2 Metoda modeli sprzężonych

Zaprezentowane powyżej metody minimalizacji funkcji kosztu wymagają wielokrotnego różniczkowania równań, a zatem w przypadku bardziej skomplikowanych problemów są kosztowne obliczeniowo. W typowych zagadnieniach teledetekcyjnych

oznacza to wielokrotne wykonanie symulacji przy użyciu modelu transferu promieniowania. Sposobem na przyspieszenie obliczeń jest wykorzystanie metody modeli sprzężonych (Min and Harrison, 1996; Kokhanovsky, 2006). Metody sprzężone niosą za sobą konieczność sformułowania modelu sprzężonego, w tym operatora stycznego i operatora sprzężonego, oraz uwzględnienia odwróconej kolejności w kodzie komputerowym (Errico, 1997). W celu wyznaczenia minimum funkcji kosztu  $J(x)$  niezbędne jest wyznaczenie gradientu  $\nabla J(x)$ , który ma postać

$$\nabla J(x) = F_*^T \mathbf{S}_y^{-1} [F(x) - y] + \mathbf{S}_a^{-1} (x - x_a), \quad (2.13)$$

gdzie  $\mathbf{S}_a$  i  $\mathbf{S}_y$  to macierze kowariancji błędów, odpowiednio, informacji *a priori* oraz obserwacji, a czynnik  $F_*^T$  jest operatorem stycznym definiowanym jako

$$F_*^T = \frac{\partial F(x)}{\partial x}. \quad (2.14)$$

W przypadku metod sprzężonych wyznaczenie gradientu funkcji kosztu sprowadza się do dwóch iteracji modelu: jednego przebiegu modelu wprost oraz jednego modelu sprzężonego.

W problemach teledetekcji satelitarnej atmosfery metoda modeli sprzężonych używana jest obecnie przede wszystkim do wyznaczania temperatury jasnościowej (ang. *brightness temperature*) lub profili temperatury. Przykładem modelu sprzężonego dla równania transferu promieniowania jest RTTOV (Radiative Transfer model for TIROS Operational Vertical Sounder) - szybki model transferu służący do obliczania radiancji dla detektorów satelitarnych rejestrujący sygnał w podczerwieni i mikrofalach (Saunders et al., 1999). Modele sprzężone używane są ponadto m.in. w asymilacji danych, np. w metodzie 4D-Var, oraz do testowania czułości modeli na błędy wartości wejściowych (Amerault and Zou, 2003).

### 2.1.3 Metoda najmniejszych kwadratów

Kolejnym sposobem uzyskania rozwiązania dla problemu odwrotnego jest metoda najmniejszych kwadratów. Wektor stanu jest w tym przypadku wyznaczany według wzoru

$$x = x_a + \mathbf{K}(y - F[x_a]), \quad (2.15)$$

gdzie  $F$  to model bezpośredni, a  $\mathbf{K}$  to macierz wagowa definiowana jako

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}_a F^T (F \mathbf{S}_a F^T + \mathbf{S}_y^{-1})^{-1}. \quad (2.16)$$

W powyższym równaniu  $\mathbf{S}_a$  i  $\mathbf{S}_y$  to macierze kowariancji błędów, odpowiednio, informacji *a priori* oraz obserwacji. Macierz kowariancji błędu rozwiązania dla metody



najmniejszych kwadratów ma postać

$$\mathbf{S} = (\mathbf{I} - \mathbf{KF})\mathbf{S}_a. \quad (2.17)$$

Powyższe równania są prawdziwe przy założeniu, że błędy nie są skorelowane, a zmienność modelu bezpośredniego w otoczeniu pierwszego przybliżenia jest liniowa ( $F(x) - F(x_a) = F(x - x_a)$ ). Założenie braku korelacji błędów jest często racjonalne, jednak w przypadku pomiarów satelitarnych może nie być spełnione. Przykładem mogą być problemy z kalibracją instrumentu, które w pewnych przypadkach prowadzą do błędów systematycznych, a tym samym do korelacji między błędami pomiarów wykonanych w różnych kanałach.

Przykładem zastosowania metody najmniejszych kwadratów jest szacowanie temperatury powierzchni oceanu (ang. *Sea Surface Temperature, SST*). Zakładając, że wykorzystane dane pochodzą z instrumentu o znanej dokładności pomiaru  $\sigma_o$  (odchylenie standardowe), otrzymana w wyniku pomiaru wartość radiancji posłużyć może do obliczenia na podstawie prawa Plancka temperatury radiacyjnej (obserwowana temperatura powierzchni oceanu  $SST_o$ ). W przypadku braku dodatkowych danych najlepsze oszacowanie  $SST$  wynosić będzie  $SST_o$  z dokładnością  $\sigma_o$ . Jeśli dostępna jest informacja *a priori*, np. pomiary z dnia poprzedniego, można wykorzystać ją jako pierwsze przybliżenie ( $SST_a$ , o dokładności  $\sigma_a$ ). Kombinacja liniowa dostępnych danych,  $SST_o$  oraz  $SST_a$ , pozwala na lepsze oszacowanie nieznanej temperatury  $SST$ . Wykorzystać w tym celu można średnią ważoną

$$SST = kSST_o + (1 - k)SST_a, \quad (2.18)$$

gdzie wartość  $k$  minimalizuje wartość błędu i wyraża się wzorem

$$k = \frac{\sigma_a^2}{\sigma_a^2 + \sigma_o^2}. \quad (2.19)$$

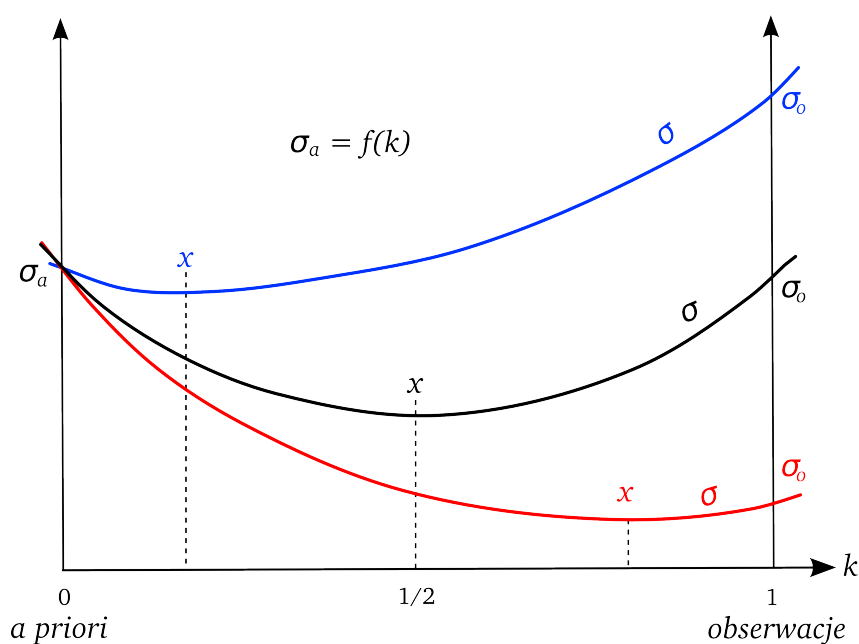
W przypadku małej dokładności pomiaru ( $\sigma_o \gg \sigma_a$ ) wartość  $k$  jest bliskie 0 i wówczas nie jest on brany pod uwagę. Natomiast gdy obserwacje są bardzo precyzyjne ( $\sigma_o \ll \sigma_a$ ),  $k$  jest bliskie 1 i temperatura rzeczywista przyjmuje wartość obserwacyjną. W pozostałych przypadkach rozwiązanie jest średnią ważoną pomiędzy obserwacją a informacją *a priori* (ryc. 2.3). Jest to równoważne minimalizacji funkcji kosztu (ryc. 2.4)

$$J(SST) = J_a(SST) + J_o(SST) = \frac{(SST - SST_a)^2}{\sigma_a^2} + \frac{(SST - SST_o)^2}{\sigma_o^2}. \quad (2.20)$$

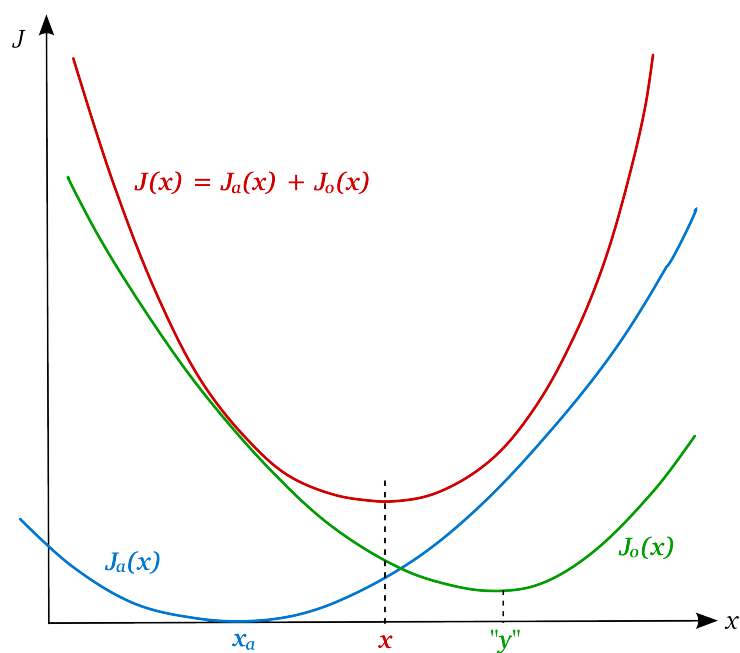
Wariancja rozwiązania, przy założeniu, że błędy nie są ze sobą skorelowane, wyraża się wzorem

$$\frac{1}{\sigma^2} = \frac{1}{\sigma_o^2} + \frac{1}{\sigma_a^2}. \quad (2.21)$$





Rycina 2.3: Błąd rozwiązania oraz waga  $k$  dla zadanych różnic błędów informacji *a priori* i obserwacji w metodzie najmniejszych kwadratów (na podstawie Bouttier and Courtier (2002)).



Rycina 2.4: Funkcja kosztu rozwiązania  $J$  w metodzie najmniejszych kwadratów.  $J_a$  oznacza funkcję kosztu dla informacji *a priori*, a  $J_o$  - funkcję kosztu dla obserwacji (na podstawie Bouttier and Courtier (2002)).

Po przekształceniu wzór przyjmuje postać

$$\sigma^2 = \frac{\sigma_o^2}{1 + (\sigma_o/\sigma_a)^2} + \frac{\sigma_a^2}{1 + (\sigma_a/\sigma_o)^2} = k^2 \sigma_o^2 + (1-k)^2 \sigma_a^2. \quad (2.22)$$

W efekcie błąd rozwiązania zawsze będzie miał mniejszą wartość niż pojedyncze błędy

obserwacji i informacji *a priori*. Zauważyć można, że w przypadku metody najmniejszych kwadratów istotna jest jedynie względna wartość wariancji błędów obserwacji i informacji *a priori*.

## 2.1.4 Metoda Bayesa

Innym podejściem do problemu odwrotnego jest metoda Bayesa (Bayes, 1958), w której do opisu wiedzy na temat wektora stanu i wektora obserwacji używane jest pojęcie prawdopodobieństwa i twierdzenie Bayesa opisujące prawdopodobieństwo warunkowe (wzór 2.23). Rozkład prawdopodobieństwa *a posteriori* wektora stanu  $p(x|y)$ , zapisać można jako

$$p(x|y) = \frac{p(y|x)p(x)}{p(y)}. \quad (2.23)$$

Oznacza to, że dysponując informacją na temat prawdopodobieństwa *a priori*  $p(x)$ , można wykorzystać obserwacje  $y$  do „poprawienia” wiedzy *a priori* i wyznaczenia  $p(x|y)$ , czyli prawdopodobieństwa, że poszukiwany parametr ma wartość  $x$ , jeżeli wykonany został pomiar  $y$ . Czynniki  $p(y|x)$  opisuje prawdopodobieństwo zmierzenia wartości  $y$  dla danego parametru wektora stanu. Mianownik w równaniu 2.23 jest wartością stałą i może być zapisany jako

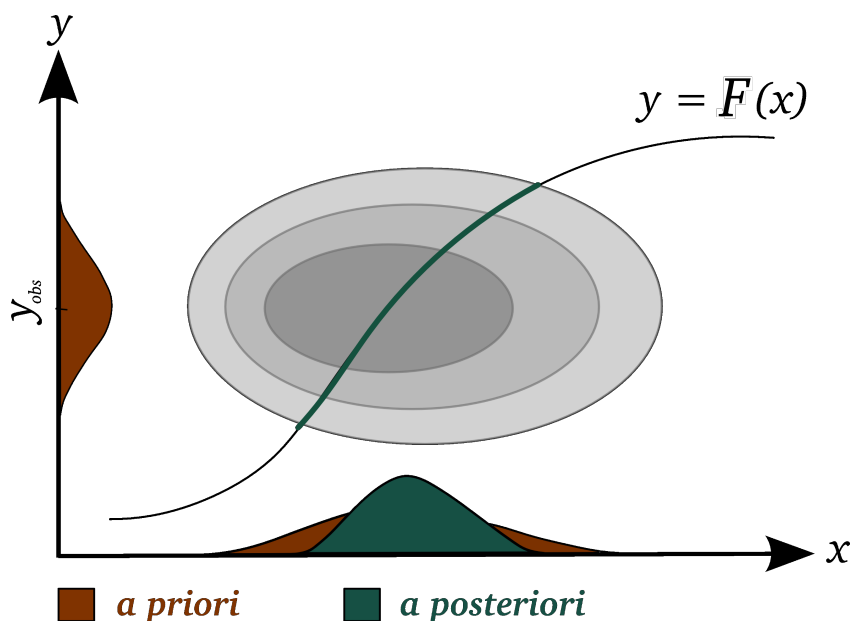
$$p(y) = \int p(y|x)p(x)dx. \quad (2.24)$$

W efekcie zależność 2.23 zapisać można w postaci

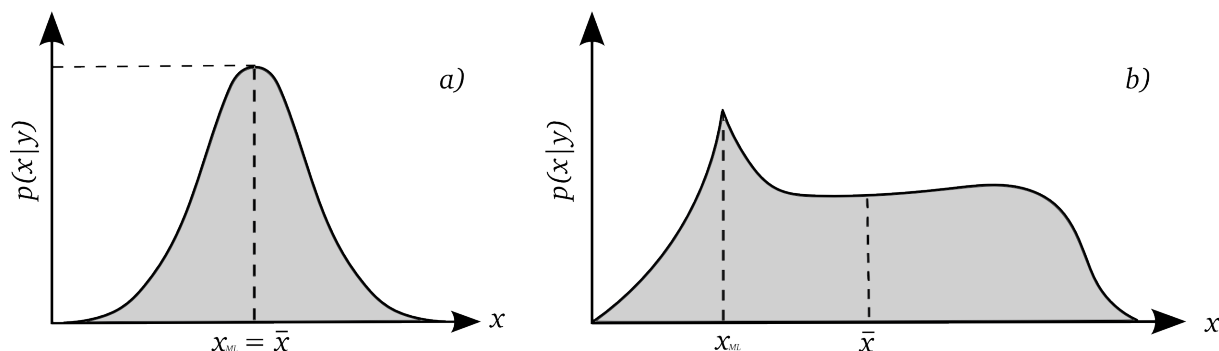
$$p(x|y) = \frac{p(y|x)p(x)}{\int p(y|x)p(x)dx}. \quad (2.25)$$

Jako że rozwiązanie ma postać funkcji gęstości prawdopodobieństwa, przyjmuje się, że poszukiwany wektor jest takim wektorem, dla którego prawdopodobieństwo warunkowe osiąga maksimum *a posteriori* przy znanym rozkładzie prawdopodobieństwa dla pierwszego przybliżenia oraz dla obserwacji (ryc. 2.5). Powyższe założenie jest poprawne, jeśli rzeczywisty wektor stanu jest realizacją procesu losowego zdefiniowanego przez wielowymiarowy rozkład Gaussa (ryc. 2.6 a). W przypadku niegaussowskiego rozkładu prawdopodobieństwa  $p(x|y)$ , rozwiązanie, dla którego funkcja gęstości prawdopodobieństwa osiąga maksimum, może nie być optymalnym rozwiązaniem (ryc. 2.6 b).

Analiza problemu odwrotnego w oparciu o teorię Bayesa daje informację na temat tego, na ile wykonane pomiary wpływają na stan *a priori*. Problemem pozostaje konieczność przekształcenia informacji *a priori* w funkcję gęstości prawdopodobieństwa tej informacji (Ulrych et al., 2001).



Rycina 2.5: Problem odwrotny w metodzie Bayesa (Tarantola and Valette, 1982; Tarantola, 2005). Kolorami oznaczone zostały funkcje gęstości prawdopodobieństwa dla obserwacji i informacji *a priori* (kolor brązowy) oraz dla rozwiązania (kolor zielony).  $F$  oznacza model bezpośredni.



Rycina 2.6: Funkcja gęstości prawdopodobieństwa dla rozwiązania problemu odwrotnego w teorii Bayesa dla a) gaussowskiego rozkładu prawdopodobieństwa; b) niegaussowskiego rozkładu prawdopodobieństwa.  $x_{ML}$  oznacza rozwiązanie dla maksymalnej wartości funkcji gęstości prawdopodobieństwa, a  $\bar{x}$  - rozwiązanie dla średniej wartości tej funkcji. Na podstawie Holm (2008).

## 2.2 Równanie Fredholma pierwszego rodzaju

Liczna klasa zagadnień teledetekcji atmosferycznej może być sprowadzona do równania Fredholma pierwszego rodzaju

$$y_{\lambda} = \int_{x_1}^{x_2} K_{\lambda}(x)f(x)dx, \quad (2.26)$$

gdzie  $f(x)$  jest nieznaną funkcją, którą chcemy wyznaczyć,  $y_{\lambda}$  wynikiem pomiarów,

a funkcja dwóch zmiennych  $K_\lambda(x)$  nazywana jest jądrem operatora całkowego. W praktyce dostępna jest jedynie skończona ilość wartości pomiarowych  $y_\lambda$ , zatem rozwiązanie dla  $f(x)$  jest problemem źle postawionym, nawet jeśli jądro operatora całkowego oraz obserwacje nie są obarczone błędami. Uwzględniając ilość dostępnych obserwacji zależność 2.26 można zapisać w postaci

$$y_i = \int_{x_1}^{x_2} K_i(x) f(x) dx, \quad i = 1, 2, \dots, M, \quad (2.27)$$

gdzie indeks  $i$  oznacza zbiór  $M$  dyskretnych obserwacji. Nieznana funkcja  $f(x)$  jest wyznaczana przy wykorzystaniu  $M$  równań całkowych. Poszukiwaną funkcję  $f(x)$  zapisać można jako

$$f(x) = \sum_{j=1}^N f_j W_j(x), \quad (2.28)$$

gdzie  $f_j$  są nieznanymi współczynnikami a  $W_j$  - znanymi funkcjami elementarnymi z rodziny funkcji ortogonalnych. Podstawiając równanie 2.28 do wzoru 2.26 otrzymujemy

$$y_i = \sum_{j=1}^N B_{ij} f_j, \quad i = 1, 2, \dots, M, \quad (2.29)$$

gdzie elementy macierzy  $B$  dane są poprzez równanie całkowe

$$B_{ij} = \int_{x_1}^{x_2} W_j(x) K_i(x) dx. \quad (2.30)$$

W celu wyznaczenia  $f_j (j = 1, 2, \dots, N)$  niezbędne są obserwacje  $y_i (i = 1, 2, \dots, M)$ , przy czym spełniony powinien być warunek  $M \geq N$ . Dla ułatwienia analizy podstawowe parametry mogą zostać przedstawione w postaci odpowiednich macierzy i wektorów. Obserwacje  $y$  oraz nieznanne współczynniki  $f$  dane są za pomocą wektorów

$$\mathbf{y} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_M \end{bmatrix}, \quad \mathbf{f} = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_M \end{bmatrix}, \quad (2.31)$$

a  $\mathbf{B}$  jest macierzą o wymiarach  $M \times N$ . Rozwiązanie równania 2.26 może być wówczas zapisane w postaci macierzowej

$$\mathbf{B} \cdot \mathbf{f} = \mathbf{y}, \quad (2.32)$$

której rozwiązaniem jest

$$\mathbf{f} = \mathbf{B}^{-1} \cdot \mathbf{y}. \quad (2.33)$$

Odwrocenie macierzy  $\mathbf{B}$  możliwe jest tylko jeśli jest ona macierzą kwadratową ( $M = N$ ) oraz nie jest macierzą jednostkową. Jeżeli  $M > N$  równanie 2.32 nie może być odwrócone bezpośrednio, gdyż jest więcej równań niż niewiadomych, co oznacza nadokreśloność problemu. Na ogół macierzy  $\mathbf{B}$  nie można odwrócić. Jednym ze sposobów rozwiązania tego zagadnienia jest wykorzystanie metody najmniejszych kwadratów. Różnice między lewą i prawą stroną równania 2.29 zapisać można w postaci

$$\varepsilon_i = y_i - \sum_{j=1}^N B_{ij}f_j, \quad i = 1, 2, \dots, M. \quad (2.34)$$

W metodzie najmniejszych kwadratów minimalizowana jest wartość wyrażenia

$$\sum_{i=1}^M \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^M \left( \sum_{j=1}^N B_{ij}f_j - y_i \right)^2. \quad (2.35)$$

Przy założeniu, że pochodne cząstkowe tego równania wynoszą zero, zależność 2.35 sprowadzić można do postaci

$$\sum_i \left( \sum_{j=1}^N B_{ij}f_j - y_i \right) B_{ij} = 0. \quad (2.36)$$

lub w reprezentacji macierzowej

$$\mathbf{f} = (\mathbf{B}^T \mathbf{B})^{-1} \mathbf{B}^T \mathbf{y}. \quad (2.37)$$

W praktyce prawdziwa wartość  $y_i$  nie jest znana, a dane pomiarowe powinny być przedstawione z uwzględnieniem ich niepewności

$$\hat{y}_i = y_i + \varepsilon_i. \quad (2.38)$$

Bazując na równaniu 2.34 zauważyć można, że w obrębie wartości błędu pomiaru rozwiązanie  $f_j$  nie jest unikalne. Niejednoznaczność rozwiązania może zostać usunięta dzięki zastosowaniu dodatkowych warunków, pozwalających na wybranie jednego rozwiązania. Rozważyć można na przykład funkcję, która wykorzystuje metodę najmniejszych kwadratów z warunkiem ograniczającym rozwiązanie w postaci kwadratowej

$$\sum_i \varepsilon_i^2 + \gamma \sum_{j=1}^N (f_j - \bar{f})^2, \quad (2.39)$$

gdzie  $\gamma$  jest wybieranym arbitralnie współczynnikiem, który determinuje jak bardzo rozwiązanie  $f_j$  może odbiegać od wartości średniej  $\bar{f}$  (Phillips, 1962; Twomey, 1963). Warunek ten może być zadany np. przy wykorzystaniu wartości wariancji  $f_j$ . W przypadku rozwiązania zakładającego, że wynik jest bliski wartości  $\bar{f}$ , otrzymywana jest

zależność

$$\frac{\partial}{\partial f_k} \left[ \sum_i \left( \sum_{j=1}^N B_{ij} f_j - \hat{y}_i \right)^2 + \gamma \sum_{j=1}^N (f_j - \bar{f})^2 \right] = 0. \quad (2.40)$$

Równanie 2.40 sprowadzić można do postaci

$$\sum_i \left( \sum_{j=1}^N B_{ij} f_i - \hat{y}_i \right) B_{ij} + \gamma (f_k - \bar{f}) = 0, \quad (2.41)$$

gdzie  $f_k (k = 1, 2, \dots, N)$ . W zapisie macierzowym otrzymujemy

$$\mathbf{B}^T \mathbf{B} \mathbf{f} - \mathbf{B}^T \hat{\mathbf{y}} + \gamma (\mathbf{f} - \bar{\mathbf{f}}) = 0, \quad (2.42)$$

i rozwiązanie przyjmuje postać

$$\mathbf{f} = (\mathbf{B}^T \mathbf{B} + \gamma \mathbf{I})^{-1} (\mathbf{B}^T \hat{\mathbf{y}} + \gamma \bar{\mathbf{f}}), \quad (2.43)$$

gdzie  $\mathbf{I}$  jest macierzą jednostkową o wymiarach  $N \times N$ .

Zaznaczyć należy, że narzucane ograniczenie może przybierać różne formy: wariancji, odchylenia od pierwszego przybliżenia, sumy kwadratów drugiej pochodnej, itd. (Twomey, 1963). Przykładowo, rozważając wielkości cząstek aerozolu przyjąć można, że  $\bar{f}$  będzie miało postać rozkładu log-normalnego, a funkcja  $f_j$  opisywać będzie jedynie odstępstwa od tego rozkładu. W analizowanym przypadku relację między grubością optyczną aerozolu  $\tau_a(\lambda)$  a rozkładem wielkości zapisać można w postaci równania Fredholma pierwszego rodzaju (King, 1982)

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) n_c(r) dr, \quad (2.44)$$

gdzie  $r$  oznacza promień cząstki,  $m$  współczynnik refrakcji,  $Q_{ext}$  to efektywny przekrój czynny na ekstynkcję obliczony na podstawie teorii Mie (Bohren and Huffman, 2004) a  $n_c(r)$  kolumnowy rozkład wielkości. Zakładając, że  $n_c(r) = h(r)f(r)$ , gdzie  $h(r)$  jest szybko zmieniającą się funkcją a  $f(r)$  funkcją wolno zmienną, równanie 2.44 zapisać można w postaci

$$\tau_a(\lambda) = \int_{r_a}^{r_b} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) h(r) f(r) dr \quad (2.45)$$

$$= \sum_{j=1}^q \int_{r_1}^{r_{q+1}} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) h(r) f(r) dr, \quad (2.46)$$

gdzie granice całkowania wynoszą odpowiednio  $r_1 = r_a$  i  $r_{q+1} = r_b$ . Zakładając, że funkcja  $f(r)$  jest stała w założonych przedziałach, zależność tę można sprowadzić do

rozwiązania liniowego równania Fredholma pierwszego rodzaju, którego składowe mają postać:

$$y_i = \tau_a(\lambda_i), \quad (2.47)$$

$$B_{ij} = \int_{r_j}^{r_{j+1}} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda_i, m) h(r) dr, \quad (2.48)$$

$$f_j = f(f_j \leq r \leq r_{j+1}), \quad (2.49)$$

gdzie  $i = 1, 2, \dots, p$ , a  $j = 1, 2, \dots, q$ .

Generalnie wykorzystanie jądra operatora całkowego prowadzi do wygładzania, ale rozwiązanie jest wrażliwe na małe zmiany i błędy wartości wejściowych. Ponadto wygładzanie powoduje często nieodwracalną utratę części informacji. W problemach odwrotnych do odzyskania utraconych informacji wykorzystuje się informacje *a priori*.

## 2.3 Model transferu radiacyjnego

W przypadku zastosowań teledetekcyjnych jako model bezpośredni (wprost) wykorzystywany jest model transferu promieniowania, który bazując na rozwiązaniu równania transferu w atmosferze przekształca zmienne opisujące własności fizyczne ośrodka na promieniowanie wewnątrz lub na brzegu domeny.

Sformułowanie równania transferu wymaga przyjęcia szeregu założeń. Po pierwsze, w większości przypadków przyjmuje się, że rozkład przestrzenny cząstek aerozolu atmosferycznego jest losowy, opisywany rozkładem Poissona. Kolejno, do opisu propagacji fotonów rozpraszanych w atmosferze stosuje się przybliżenie płasko-równoległe, które zakłada horyzontalną jednorodność atmosfery. Założenie to, w przypadku warunków bezchmurnych, jest na ogół z dobrą dokładnością spełnione. Jednak pomimo horyzontalnej jednorodności atmosfery dla dużych kątów zenitalnych ( $\theta > 60^\circ$ ) problemem staje się krzywizna ziemi. W przypadku założenia płasko-równoległej atmosfery droga geometryczna promieniowania tuż przy horyzoncie staje się nieskończona. Zatem przybliżenie to nie może być stosowane dla małych kątów elewacyjnych Słońca. W celu uniknięcia tego problemu używa się funkcji Chapmana  $Ch(R, \mu)$  (Chapman, 1931), która jest równa masie optycznej atmosfery. Funkcja Chapmana zależy od promienia ziemi  $r_z$  oraz cosinusa kąta zenitalnego  $\mu$  i dla izotermicznej atmosfery o temperaturze  $T$  ma postać

$$Ch(R, \mu) = \frac{Mg_n}{R_g T} \int_0^{TOA} \exp\left(-\frac{Mg_n}{R_g T} \left[-\sqrt{r_z^2 + 2r_z h \mu + r_z^2} - r_z\right]\right) dh, \quad (2.50)$$

gdzie  $M$  oznacza masę molową powietrza,  $g_n$  przyspieszenie grawitacyjne,  $R_g$  uniwersalną stałą gazową, a całkowanie przebiega od powierzchni ziemi do górnej granicy atmosfery (ang. *top of the atmosphere*, TOA). Przykładowo dla kąta zenitalnego  $90^\circ$ , gdy Słońce znajduje się na horyzoncie, funkcja Chapmana wynosi około 37, co oznacza, że promieniowanie przechodzi przez atmosferę 37 razy więcej niż gdy Słońce jest w zenicie. Należy zaznaczyć, że wzór 2.50 nie uwzględnia refrakcji atmosferycznej, która osiąga maksimum dla kąta zenitalnego  $90^\circ$  i wynosi wówczas około  $0,5^\circ$ .

W poniższych rozważaniach pominięta została polaryzacja promieniowania. W przypadkach gdy analizuje się dane z zakresu promieniowania UV, czynnik ten powinien zostać uwzględniony (Kokhanovsky and de Leeuw, 2009).

Ogólną postać równania transferu przy wyżej wymienionych założeniach opisuje zależność

$$-\mu \frac{dI}{d\tau} = -I + J, \quad (2.51)$$

gdzie  $I$  oznacza radiancję,  $\mu = \cos\theta$ , a funkcja źródłowa  $J$  użyta we wzorze 2.51 ma postać

$$J = (1 - \omega)B + \frac{\omega}{4\pi} F_0 P(\theta, \varphi; \theta_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0} + \frac{\omega}{4\pi} \int I(\theta', \varphi') P(\theta, \varphi; \theta', \varphi') \sin\theta' d\theta' d\varphi', \quad (2.52)$$

gdzie  $\omega$  oznacza albedo pojedynczego rozpraszania,  $\tau$  - grubość optyczną,  $P$  - funkcję fazową, a  $F_0$  i  $B$  to, odpowiednio, stała słoneczna i energia emitowana przez Słońce. Równania te zapisane są w sferycznym układzie współrzędnych, w którym do opisu pozycji fotonu wykorzystuje się kąt zenitalny  $\theta$  oraz kąt azymutalny  $\varphi$ . Ponadto indeksy 0 oraz ' oznaczają, odpowiednio, pozycję punktową tarczy słonecznej oraz pozycję pośrednią, występującą w przypadku rozpraszania wielokrotnego, a brak indeksu dotyczy położenia końcowego fotonu.

Pierwszy człon w funkcji źródłowej (2.52) opisuje emisję promieniowania w podczerwieni, drugi związany jest z pojedynczym rozpraszaniem promieniowania słonecznego, zaś trzeci z rozpraszaniem wielokrotnym. W przypadku zagadnień dotyczących teledetekcji satelitarnej aerozolu pierwsza część funkcji źródłowej może zostać zazwyczaj pominięta, jako że wykorzystywane są zwykle pomiary radiancji w zakresie promieniowania krótkofalowego.

Jednym z podstawowych parametrów określających własności optyczne ośrodka, a tym samym wpływających na wartość funkcji źródłowej (wzór 2.51), jest albedo pojedynczego rozpraszania  $\omega$ , które definiuje się jako stosunek współczynnika rozpraszania  $\sigma_{scat}$  do ekstynkcji  $\sigma_{ext}$



$$\omega = \frac{\sigma_{scat}}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_{ext} - \sigma_{abs}}{\sigma_{ext}} = 1 - \frac{\sigma_{abs}}{\sigma_{ext}}. \quad (2.53)$$

Z powyższej definicji wynika, że wartość  $\omega$  zmienia się od 0 do 1, czyli parametr ten można interpretować jako prawdopodobieństwo rozproszenia fotonu, przy czym dla  $\omega = 1$  fotony nie ulegają absorpcji.

Kierunek, w jakim foton zostanie rozproszony, opisywany jest przez funkcję fazową  $P(\cos\Theta)$ , unormowaną do jedności

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi P(\cos\Theta) \sin\Theta d\Theta d\varphi = 1, \quad (2.54)$$

gdzie  $\Theta$  to kąt rozpraszania pomiędzy pierwotnym kierunkiem przemieszczania się fotonu a kierunkiem obserwowanym po rozproszeniu, określony w płaszczyźnie rozpraszania. Funkcja fazowa opisuje prawdopodobieństwo rozproszenia fotonu o kąt  $\Theta$ . W równaniu transferu jest ona często wyrażana w układzie sferycznym jako

$$P(\cos\Theta) = P(\theta, \varphi, \theta', \varphi') \quad (2.55)$$

gdzie  $(\theta, \varphi)$  i  $(\theta', \varphi')$  są kątami opisującymi, odpowiednio, położenie pierwotne fotonu i położenie po rozproszeniu. Można pokazać, że kąt rozproszenia  $\Theta$  jest związany z 4 kątami opisującymi położenie fotonu wzorem

$$\cos(\Theta) = \cos(\theta')\cos(\theta) + \sin(\theta')\sin(\theta)\cos(\varphi', \varphi). \quad (2.56)$$

Wykorzystując definicję funkcji fazowej można wyznaczyć parametr asymetrii  $g$  określający stopień asymetryczności rozpraszania

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) \cos\Theta d(\cos\Theta). \quad (2.57)$$

Dla

$g = 0$  zachodzi rozpraszanie izotropowe;

$g > 0$  dominuje rozpraszanie w przód [ $\Theta < \pi/2$ ];

$g < 0$  dominuje rozpraszanie wsteczne [ $\Theta > \pi/2$ ].

Typowa wartość parametru asymetrii dla aerozolu zawiera się w przedziale 0,5-0,8 (Hess et al., 1998).

### 2.3.1 Przybliżenie pojedynczego rozpraszania

Najprostszą aproksymacją rozwiązania równania transferu jest przybliżenie pojedynczego rozpraszania. Przy założeniu zerowego odbicia od powierzchni ziemi oraz zaniedbując trzeci człon w funkcji źródłowej (2.52) transfer promieniowania w atmosferze opisują poniższe zależności:

$$I^\uparrow(\tau^*, \mu, \varphi) = I_s^\uparrow(\tau^*, \mu, \varphi), \quad (2.58)$$

$$I^\downarrow(\tau^*, \mu, \varphi) = F_0 \delta(\mu - \mu_0) \delta(\varphi - \varphi_0) e^{-\tau^*/\mu_0} + I_s^\downarrow(\tau^*, \mu, \varphi), \quad (2.59)$$

gdzie  $I^\uparrow$  i  $I^\downarrow$  to radiancja na górnej granicy atmosfery propagująca się, odpowiednio, w górę i w dół,  $\varphi$  i  $\varphi_0$  to kąty azymutalne satelity i Słońca, zaś  $\tau^*$  jest całkowitą grubością optyczną. Jako  $F_0$  oznaczona została stała słoneczna, natomiast  $\mu = \cos\theta$  a  $\mu_0 = \cos\theta_0$ , gdzie  $\theta$  to kąt zenitalny satelity a  $\theta_0$  - kąt zenitalny Słońca. Kolejno,  $I_s^\uparrow$  i  $I_s^\downarrow$  oznaczają radiancję na powierzchni ziemi propagującą się w górę i w dół, wyrażoną wzorami:

$$I_s^\uparrow(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} \frac{\omega}{4\pi} F_0 P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') [e^{\tau/\mu_0} - e^{-[(\tau^* - \tau)/\mu + \tau^*/\mu_0]}] \quad (2.60)$$

$$I_s^\downarrow(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\mu_0}{\mu - \mu_0} \frac{\omega}{4\pi} F_{0,\lambda} P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') [e^{-\tau/\mu_0} - e^{-\tau/\mu}]. \quad (2.61)$$

Zaznaczyć należy, że wielkości optyczne takie jak grubość optyczna  $\tau^*$ , funkcja fazowa  $P$  czy albedo pojedynczego rozpraszania  $\omega$ , są wartościami stałymi z wysokością. Powyższe równanie można uprościć dla niskich grubości optycznych ( $\tau^* \ll 1$ ). W takim przypadku radiancję docierającą do detektora umieszczonego na orbicie zapisać można jako

$$I^\uparrow(\tau, \mu, \varphi) = \frac{F_0 \omega}{4\pi \mu m} P(\Theta) \tau^*. \quad (2.62)$$

Równanie to jest równaniem monochromatycznym, a zatem opisuje radiancję dla wąskiej linii widmowej. Na grubość optyczną atmosfery składa się grubość optyczna związana z rozpraszaniem Rayleigha ( $\tau_{RAY}$ ), ekstynkcją na aerozolu ( $\tau_A$ ) oraz absorpcją gazów atmosferycznych ( $\tau_G$ )

$$\tau^* = \tau_{RAY} + \tau_A + \tau_G. \quad (2.63)$$

Grubość optyczna  $\tau_G$ , w skład której wchodzi głównie przyczynki od ozonu i pary wodnej, dla niektórych długości fali ma drugoplanowe znaczenie i może zostać pominięta. Kolejno, albedo pojedynczego rozpraszania jest natomiast średnią ważoną rozpraszania molekularnego oraz aerozolowego

$$\omega = \frac{\omega_{RAY} \tau_{RAY} + \omega_A \tau_A}{\tau_{RAY} + \tau_A}, \quad \omega = \frac{\tau_{RAY} + \omega_A \tau_A}{\tau^*}, \quad (2.64)$$

gdzie  $\omega_{RAY} = 1$  i oznacza albedo pojedynczego rozpraszania dla molekuł powietrza, a  $\omega_A$  to albedo pojedynczego rozpraszania aerozolu atmosferycznego. Funkcję fazową dla atmosfery można rozpisać jako

$$P(\Theta) = \frac{P_{RAY}(\Theta)\omega_{RAY}\tau_{RAY} + P_A(\Theta)\omega_A\tau_A}{\tau_{RAY} + \tau_A\omega_A}, \quad (2.65)$$

gdzie funkcja fazowa dla rozpraszania Rayleigha  $P_{RAY}(\Theta)$  ma postać

$$P_{RAY}(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\Theta), \quad (2.66)$$

a w przypadku aerozolu ( $P_A(\Theta)$ ) wykorzystuje się np. przybliżenie Henyey-Greensteina (Henyey and Greenstein, 1941) opisywane wzorem

$$P(\Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g\cos\Theta)^{3/2}}. \quad (2.67)$$

W bliskiej podczerwieni rozpraszanie Rayleigha może być pominięte ( $\tau^* = \tau_A$ ), a grubość optyczna aerozolu może być zapisana jako

$$\tau_A = \frac{4\pi\mu m}{F_0\omega P(\Theta)} I^\uparrow(\tau, \mu, \varphi). \quad (2.68)$$

Rozwiązanie to, w przypadku przybliżenia pojedynczego rozpraszania, jest poprawne dla dowolnej funkcji fazowej  $P$ , pozwala na uwzględnienie polaryzacji promieniowania i może być stosowane dla dowolnej geometrii. Bywa ponadto stosowane jako początkowe rozwiązanie dla bardziej złożonych metod.

Równanie 2.68 uwzględnia prostą relację pomiędzy 3 wielkościami optycznymi:  $\omega$ ,  $P(\Theta)$  oraz  $\tau_A$ , jednak wyznaczenie grubości optycznej  $\tau_A$  jest trudne ze względu na brak wiedzy o pozostałych wielkościach optycznych ( $\omega$ ,  $P(\Theta)$ ). Z tego powodu niezbędne jest wykonanie pomiarów dla różnych długości fali lub dla kilku geometrii (kąta rozpraszania  $\Theta$ ). W przypadku grubości optycznej zależność od długości fali opisuje się za pomocą prawa potęgowego

$$\tau(\lambda) = \tau_0 \left( \frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha}, \quad (2.69)$$

gdzie

$$\alpha = -\frac{\ln\left(\frac{\tau_0}{\tau}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)}. \quad (2.70)$$

W powyższych wzorach  $\alpha$  oznacza wykładnik Ångströma (Ångström, 1929), a  $\lambda_0$  i  $\lambda$  - dwie różne długości fali, dla których zmierzone zostały grubości optyczne, odpowiednio,  $\tau_0$  i  $\tau$ . W przypadku albedo pojedynczego rozpraszania i funkcji fazowej zależność od długości fali jest znacznie bardziej skomplikowana i ich zmienność jest pomijana lub określana na podstawie różnych modeli optycznych.

Wzór 2.62 jest podstawowym równaniem wykorzystywanym do teoretycznych rozważań, a przy tym jest często punktem wyjścia dla metod stosowanych przy wyznaczaniu grubości optycznej aerozolu na podstawie danych satelitarnych. Przykładem

może być algorytm oparty na przybliżeniu pojedynczego rozpraszania używany dla danych z detektora AVHRR (str. 42). W tym przypadku własności optyczne aerozolu wyznaczane są jedynie nad oceanem, co w zakresie bliskiej podczerwieni jest zgodne z założeniem zerowego współczynnika refleksyjności podłoża. Analogicznie, równanie wyprowadzone dla promieniowania propagującego się w dół  $I^\downarrow$ , jest podstawą przetwarzania danych z pomiarów naziemnych, np. tych wykonywanych w ramach sieci AERONET (Holben et al., 1998).

Przybliżenie pojedynczego rozpraszania jest stosunkowo mało precyzyjną aproksymacją rozwiązania równania transferu i może być stosowane tylko dla określonych warunków w atmosferze. Zasadność stosowania przybliżenia pojedynczego rozpraszania zależy w szczególności od ilości cząstek w jednostce objętości oraz efektywności rozpraszania przez te cząstki. Zatem wpływ na rząd rozpraszania jaki należy stosować do rozwiązania równania transferu promieniowania w atmosferze mają przede wszystkim albedo pojedynczego rozpraszania oraz grubość optyczna.

Na podstawie różnicy rozwiązania równania transferu do wybranego rzędu rozpraszania i rozwiązania uwzględniającego wszystkie rzędy rozpraszania stwierdzić można, że dla niskiej grubości optycznej ( $\tau = 0,1$ ) oraz niskiego albeda pojedynczego rozpraszania ( $\omega = 0,5$ ) użycie modelu pojedynczego rozpraszania jest w pełni uzasadnione. Dla  $\omega = 1$  niezbędne jest uwzględnienie przynajmniej drugiego rzędu rozpraszania. Natomiast w przypadku znacznej grubości optycznej atmosfery ( $\tau \gg 1$ ) oraz wysokiej absorpcji ( $\omega = 0,5$ ) wymagane są obliczenia do siódmego rzędu rozpraszania (Markowicz, 2013).

Dla porównania typowa wartość albeda pojedynczego rozpraszania w zakresie promieniowania widzialnego jest z reguły większa niż 0,9, podczas gdy w dalekiej podczerwieni jest mniejsza niż 0,5. W przypadku atmosfery czystej, pozbawionej chmur i aerozolu, typowe grubości optyczne atmosfery wynoszą dla obszaru widzialnego 0,1-0,2. Natomiast typowe grubości optyczne aerozolu i chmur zawierają się zazwyczaj w przedziale, odpowiednio, 0,1-0,4 oraz 0,5-100.

W rzeczywistości radiancja pochodząca z rozproszenia od powierzchni ziemi nie jest zerowa. Jeśli czynnik ten zostanie uwzględniony, równania opisujące radiancję przyjmują postać:

$$I^\uparrow(0, \mu, \varphi) = I_s^\uparrow(0, \mu, \varphi) + \frac{\rho}{1 - \rho A} \frac{\mu_0 F_0}{\pi} T(\mu) T(\mu_0), \quad (2.71)$$

$$I^\downarrow(\tau, \mu, \varphi) = I_s^\downarrow(\tau, \mu, \varphi) + \frac{\rho}{1 - \rho A} \frac{\mu_0 F_0}{\pi} T(\mu_0) A(\mu). \quad (2.72)$$

gdzie  $\rho$  to refleksyjność powierzchni ziemi,  $T$  oznacza transmisję promieniowania,

a  $A$  to albedo planetarne definiowane jako stosunek natężenia promieniowania odbitego od powierzchni  $F^\uparrow$  do natężenia promieniowania padającego na powierzchnię  $F^\downarrow$

$$A = \frac{F^\uparrow}{F^\downarrow}. \quad (2.73)$$

### 2.3.2 Metoda kolejnych przybliżeń

Równanie 2.62 można wykorzystać do obliczeń w przypadku wielokrotnego rozpraszania. Jednym z możliwych zastosowań jest metoda kolejnych przybliżeń (ang. *successive orders of scattering*, SOS) (Liou, 2002). W przybliżeniu tym radiancja jest liczona indywidualnie dla fotonów rozproszonych raz, dwa, trzy itd. razy, a całkowita radiancja jest w tym przypadku sumą kolejnych rzędów rozpraszania. W każdym kolejnym kroku radiancja obliczana jest dla pojedynczego rozpraszania, a uzyskany wynik stanowi przybliżenie dla kolejnej iteracji

$$I_n^\uparrow(\tau, \mu, \varphi) = \int_\tau^{\tau^*} J_n(\tau', \mu, \varphi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}, \quad (2.74)$$

$$I_n^\downarrow(\tau, \mu, \varphi) = \int_0^\tau J_n(\tau', \mu, \varphi) e^{-(\tau - \tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}, \quad (2.75)$$

gdzie  $n$  oznacza kolejne rozproszenia. Funkcja źródłowa liczona jest na podstawie radiancji z poprzedniego kroku według zależności

$$J_{n+1}(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I_n(\tau, \mu', \varphi') P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi'. \quad (2.76)$$

Radiancja „zerowego rzędu” dana jest funkcją  $\delta$  Diraca

$$I_0(\tau, \mu, \varphi) = F_0 e^{-\tau/\mu_0} \delta(\mu' - \mu_0) \delta(\varphi' - \varphi_0). \quad (2.77)$$

Metoda ta jest efektywna dla ośrodków o znacznej absorpcji ( $\omega \ll 1$ ), dla których strumień promieniowania rozproszonego jest istotnie osłabiany w efekcie procesów pochłaniania oraz dla ośrodków o niskiej grubości optycznej ( $\tau \ll 1$ ) (Lenoble et al., 2007). Zaletą tej metody jest możliwość wyprowadzenia w sposób analityczny wzorów na kolejne przybliżenia. Jednak dla  $n > 2$  równania stają się skomplikowane i trudne do wykorzystania do opisu fizycznych problemów. Z drugiej strony obliczenia numeryczne są stosunkowo szybkie i proste (Min and Duan, 2004), ograniczone do całkowania numerycznego i w efekcie dosyć łatwe do implementacji.

### 2.3.3 Przybliżenie 2-strumieniowe

Jedną z innych metod rozwiązania równania transferu promieniowania jest przybliżenie 2-strumieniowe, dla którego równanie transferu sprowadza się do dwóch równań, pierwsze na radiancję skierowaną do góry  $I^\uparrow$  oraz drugie na radiancję skierowaną w dół  $I^\downarrow$  (Schuster, 1905):

$$\mu_1 \frac{dI^\uparrow}{d\tau} = I^\uparrow - \omega(1-b)I^\uparrow - \omega b I^\downarrow - S^- e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2.78)$$

$$-\mu_1 \frac{dI^\downarrow}{d\tau} = I^\downarrow - \omega(1-b)I^\downarrow - \omega b I^\uparrow - S^+ e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2.79)$$

gdzie  $\mu_1 = 1/\sqrt{3}$ ,  $g$  jest parametrem asymetrii (patrz wzór 2.57),  $b$  jest zdefiniowane jako

$$b = \frac{1-g}{2}, \quad (2.80)$$

a  $S^\pm$  obliczyć można ze wzoru

$$S^\pm = \frac{F_0 \omega}{4\pi} (1 \pm 3g\mu_1\mu_0). \quad (2.81)$$

Ze względu na swoją definicję parametr  $b$  może być interpretowany jako stosunek energii rozproszonej wstecznie do całkowitej energii promieniowania rozproszonego, zaś  $1-b$  jako część energii rozproszonej do przodu.

Interpretacja kolejnych członów równania 2.78 jest następująca: osłabienie promieniowania przez ekstynkcję, promieniowanie skierowane w górę pochodzące od rozproszenia do przodu, promieniowanie skierowane w górę, ale pochodzące od rozproszenia wstecznego promieniowania, które propagowało się do dołu, oraz pojedyncze rozproszenie promieniowania słonecznego. Analogicznie dla równania 2.79 kolejne wyrazy oznaczają: osłabienie promieniowania przez ekstynkcję, promieniowanie skierowane w dół pochodzące od rozproszenia do przodu, promieniowanie skierowane w dół, ale pochodzące od rozproszenia wstecznego promieniowania, które propagowało się do góry, oraz pojedyncze rozproszenie promieniowania słonecznego. Rozwiązanie równania transferu dla przybliżenia 2-strumieniowego przedstawiają poniższe równania:

$$I^\uparrow = vKe^{k\tau} + uHe^{-k\tau} + \varepsilon e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2.82)$$

$$I^\downarrow = uKe^{k\tau} + vHe^{-k\tau} + \gamma e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2.83)$$

gdzie  $K$  i  $H$  to nieznane współczynniki, które mogą być wyznaczone z warunków brzegowych, a pozostałe zmienne zdefiniowane są przy użyciu poniższych wzorów:

$$k^2 = \gamma_1^2 - \gamma_2^2, \quad (2.84)$$

$$v = \frac{1}{2} [1 + (\gamma_1 - \gamma_2)/k], \quad u = \frac{1}{2} [1 - (\gamma_1 - \gamma_2)/k], \quad (2.85)$$

$$\varepsilon = [\gamma_3(1/\mu_0 - \gamma_1) - \gamma_2(1 - \gamma_3)] \mu_0^2 \omega F_0 / (1 - \mu_0^2 k^2), \quad (2.86)$$

$$\gamma = -[(1 - \gamma_3)(1/\mu_0 + \gamma_1) + \gamma_2 \gamma_3] \mu_0^2 \omega F_0 / (1 - \mu_0^2 k^2), \quad (2.87)$$

gdzie  $\gamma_1 = [1 - \omega(1 + g)/2]/\mu_1$ ,  $\gamma_2 = \omega(1 - g)/2\mu_1$ , a  $\gamma_3 = (1 - 3g\mu_1\mu_0)/2$ .

Metoda 2-strumieniowa używana jest często do badań klimatycznych ze względu na możliwość szacowania strumieni radiacyjnych, a co za tym idzie bilansu promieniowania na górnej granicy atmosfery, w atmosferze i na powierzchni ziemi. Metoda ta jest bardzo efektywna, jednak rozwiązanie wykazuje dobrą dokładność tylko w ograniczonym przedziale zmienności parametrów optycznych.

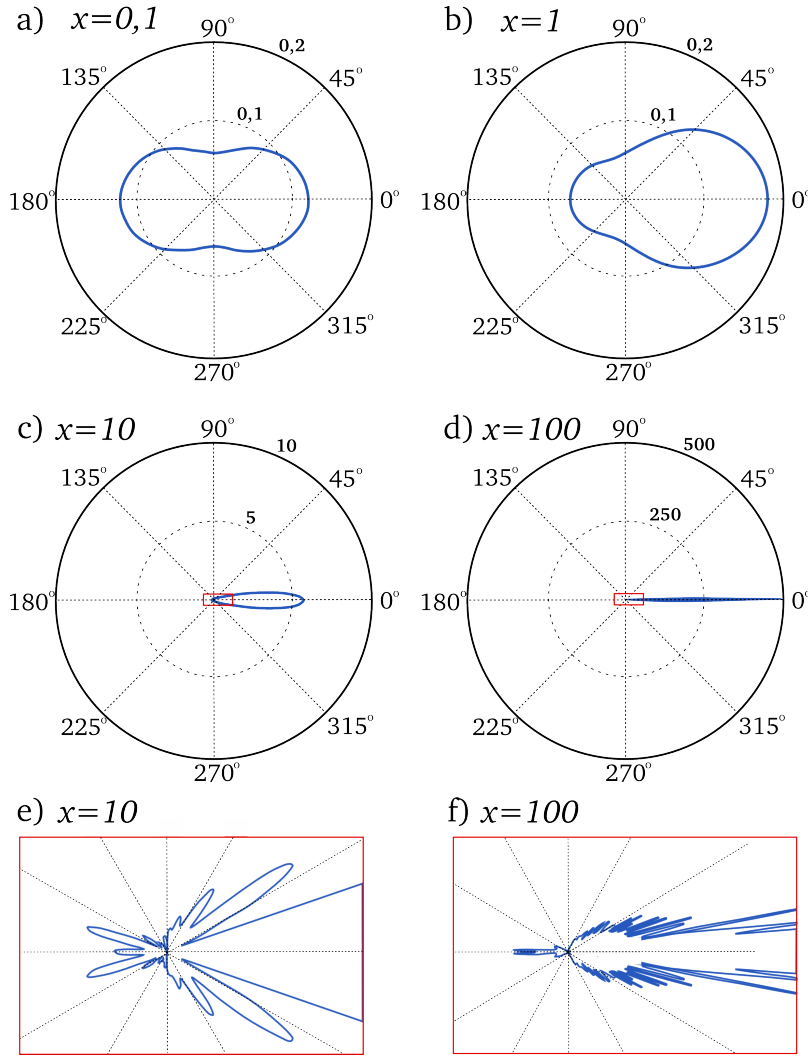
### 2.3.4 Przybliżenie delty-Eddingtona

Jednym z największych problemów w metodzie 2-strumieniowej oraz w zbliżonej metodzie Eddingtona (Eddington, 1916) jest brak uwzględnienia znacznej asymetrii funkcji fazowej, która dla dużych cząstek wykazuje silne maksimum w kierunku do przodu (ryc. 2.7).

Obie metody sprawdzają się dla atmosfery optycznie grubej, natomiast dla cienkich warstw oraz dużej absorpcji mogą prowadzić do dużych nieścisłości. Często używanym sposobem na poprawienie rozwiązania równania transferu jest przybliżenie delty-Eddingtona (Joseph et al., 1976), wykorzystujące deltę Diraca oraz przybliżenie dwu strumieniowe. W metodzie delty-Eddingtona energia promieniowania rozproszonego do przodu w wąskim kącie bryłowym jest sztucznie usuwana z promieniowania rozproszonego, a następnie jest dodawana do strumienia promieniowania bezpośredniego, przy czym promieniowanie rozproszone w obszarze aureoli słonecznej traktowane jest jako promieniowanie bezpośrednie. Schemat ten zakłada skorygowanie wielkości optycznych przy wykorzystaniu parametru  $f$ . Jeśli  $'$  oznacza poprawione zgodnie z tą metodą parametry, to grubość optyczna przyjmuje wówczas postać:

$$\tau'_{scat} = (1 - f)\tau_{scat}, \quad (2.88)$$

$$\tau'_{abs} = \tau_{abs}, \quad (2.89)$$



Rycina 2.7: Kształt funkcji fazowych dla różnych parametrów wielkości cząstek reprezentowanych przez parametr wielkości  $x$  definiowany jako  $x = 2\pi r/\lambda$ , gdzie  $r$  oznacza promień cząstki, a  $\lambda$  - długość fali. Wykresy e) i f) przedstawiają zbliżenia zaznaczonych na czerwono obszarów z wykresów, odpowiednio c) i d). Współczynnik refrakcji dla wszystkich przypadków wynosi  $1,5 - 0,001i$  (na podstawie Markowicz (2013)).

gdzie indeksy *scat* i *abs* oznaczają odpowiednio grubość optyczną związaną z rozpraszaniem i absorpcją. Całkowita grubość optyczna ma więc postać

$$\tau' = \tau'_{scat} + \tau'_{abs} = \tau(1 - f\omega). \quad (2.90)$$

Podobnie poprawiona wartość albedo pojedynczego rozpraszania wyraża się wzorem

$$\omega' = \frac{\tau'_{scat}}{\tau'} = \frac{(1-f)\tau_{scat}}{(1-f\omega)\tau} = \frac{(1-f)\omega}{1-f\omega}. \quad (2.91)$$

Aby obliczyć nowy współczynnik asymetrii korzystamy z własności, że parametr asymetrii dla usuwanego promieniowania rozproszonego do przodu wynosi 1. W efekcie wymnożenie parametru asymetrii przez grubość optyczną na rozpraszanie prowadzi



do zależności

$$g\tau_{scat} = g'\tau'_{scat} + 1(\tau_{scat} - \tau'_{scat}), \quad g' = \frac{g-f}{1-f}. \quad (2.92)$$

Funkcja fazowa natomiast składa się z dwóch członów: pierwszego związanego z rozpraszaniem w kierunku  $\Theta = 0$  oraz drugiego opisującego rozpraszanie w pozostałych kierunkach i zapisywana jest w postaci

$$P(\mu, \mu') = 2f\delta(\mu - \mu') + (1-f)(1 + 3g'\mu\mu'). \quad (2.93)$$

Problemem pozostaje wyznaczenie parametru  $f$ , gdyż nie ma metody obliczania jej optymalnej wartości. Przykładowo w przypadku funkcji fazowej Henyey-Greensteina wielkość ta jest określona jako  $f = g^2$ .



# Metody satelitarne w badaniach optycznych własności aerozolu atmosferycznego

---

## 3.1 Główne problemy teledetekcji satelitarnej aerozolu atmosferycznego

Satelitarne badania własności optycznych aerozolu atmosferycznego wiążą się z szeregiem problemów i ograniczeń. Wykorzystanie pomiarów wykonanych z orbity wymaga uwzględnienia takich czynników jak własności podłoża i atmosfery, geometria pomiaru, rodzaj orbity satelitarnej czy charakterystyka detektora.

Pewne ograniczenia wiążą się z typem orbity, po której porusza się satelita. Satelity polarne charakteryzują się niską rozdzielczością czasową, ale rozdzielczość przestrzenna jest zazwyczaj stosunkowo wysoka. W przypadku satelitów geostacjonarnych dane zbierane są np. co 15 minut, co pozwala na stały monitoring wybranego obszaru. Pojawiają się natomiast trudności z wykorzystywaniem danych z wysokich szerokości geograficznych, a rozdzielczość przestrzenna jest zdecydowanie niższa niż w przypadku orbit biegunowych.

Początkowo teledetekcja satelitarna aerozolu atmosferycznego możliwa była tylko nad oceanem. Nad ciemną powierzchnią, ze względu na jej niskie albedo, sygnał pochodzący od aerozolu stanowi stosunkowo dużą część całkowitego sygnału docierającego do detektora. W przypadku detekcji aerozolu nad powierzchnią oceanu problemem może być występowanie zwierciadlanego odbicia od płaskiej powierzchni wody (ang. *sun glint*). Zjawisko to zależy od stanu oceanu oraz wzajemnego położenia Słońca i satelity. Z powodu bardzo wysokich wartości współczynnika odbicia piksele,

w których występuje odbłask słoneczny, są najczęściej usuwane.

Teledetekcyjne badanie aerozolu atmosferycznego nad lądem jest utrudniane przez wysokie i zmienne albedo powierzchni ziemi. Wartość radiancji promieniowania pochodzącego z rozpraszania na aerozolu jest wówczas wielokrotnie mniejsza od wartości radiancji promieniowania rozproszonego od powierzchni ziemi. Pojawiają się również problemy z określeniem wielkości albedo powierzchni ziemi związane w znacznym stopniu z dużą jego zmiennością w czasie i przestrzeni, a także zmiennością spektralną. Szczególne trudności wiążą się z wyznaczeniem współczynnika odbicia dla obszarów pokrytych roślinnością. Albedo wegetacji wykazuje bowiem dużą zmienność w ciągu roku, w zależności od typu roślinności i stopnia jej rozwoju, wilgotności etc. Wyjątkiem są obszary pustynne, dla których albedo, pomimo bardzo wysokich wartości, nie ulega tak znacznym zmianom w ciągu roku, dzięki czemu łatwiej je wyznaczyć. W tym przypadku jednak kontrybucja aerozolu do refleksyjności mierzonej na górnej granicy atmosfery jest stosunkowo niewielka.

Dla przyrządów o małej rozdzielczości przestrzennej (głównie satelity geostacyjne) dużym problemem jest występowanie pikseli częściowo pokrytych chmurami, np. gdy chmury mają rozmiary mniejsze niż rozmiar piksela. W takich przypadkach zachmurzenie jest trudne do wykrycia, ma jednak duży wpływ na ilość promieniowania docierającego do detektora i może zostać błędnie zidentyfikowane jako warstwa aerozolu atmosferycznego o grubości optycznej wyższej niż rzeczywista.

Rozwiązywanie zagadnień teledetekcji satelitarnej wymaga ponadto dostarczenia dodatkowych informacji o stanie atmosfery dotyczących ciśnienia, wilgotności, temperatury, ozonu, etc. W przypadku powierzchni oceanu potrzebna jest również znajomość prędkości i kierunku wiatru, a także zasolenia wody, zawartości chlorofilu itd. Z tego względu niezbędne jest wykorzystanie różnych źródeł danych obejmujących modele oceaniczno-atmosferyczne czy obserwacje satelitarne z innych detektorów.

## **3.2 Przegląd metod teledetekcji satelitarnej aerozolu atmosferycznego**

Rozwój metod detekcji aerozolu zapoczątkowały algorytmy stworzone dla instrumentu AVHRR (Advanced Very High-Resolution Radiometer) umieszczonego na pokładach satelitów polarnych National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Stowe et al., 1997) oraz dla instrumentu SeaWIFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) znajdującego się na satelicie SeaStar (Gordon and Wang, 1994). Należy zaznaczyć, że początkowo satelitarne pomiary aerozolu opierały się na detektorach, które były zaprojektowane do innych celów (Chin et al., 2009). Tak też było w przypadku ra-

diometru AVHRR, który stworzony został na potrzeby badań chmur oraz powierzchni ziemi w zakresie promieniowania VIS oraz w bliskiej podczerwieni (NIR).

Najczęściej wyznaczaną na podstawie danych satelitarnych wartością charakteryzującą aerozol atmosferyczny jest AOD. Pierwsze metody wyznaczania AOD nad lądem stworzone zostały dla detektorów Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) (Hsu et al., 1996; Herman et al., 1997) i Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (Kaufman et al., 1997a; King et al., 1999; Chu et al., 2003). Nowsze badania dostarczają wyników dla danych pochodzących z zaawansowanych instrumentów takich jak MISR, POLDER, OMI, SCHIAMACHY etc. (Kokhanovsky et al., 2012; Kaufman et al., 2002; King et al., 1999).

Pomimo dobrej rozdzielczości przestrzennej (ok. 1 km) satelity okrążające Ziemię na orbitach biegunowych dostarczają danych z niewystarczającą rozdzielczością czasową, spowodowaną długim czasem rewizyty (od kilkunastu godzin do kilkunastu dni). Możliwości ciągłego obserwowania aerozolu atmosferycznego pojawiły się wraz z wykorzystaniem danych zbieranych przez satelity umieszczone na orbitach geostacjonarnych. Pierwszym przypadkiem wykorzystania danych pochodzących z satelitów geostacjonarnych w badaniach aerozolu było wyznaczanie własności optycznych aerozolu atmosferycznego na podstawie pomiarów z satelity Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS5) na potrzeby eksperymentu Aerosol Characterization Experiment (ACE-Asia) (Wang et al., 2003) przeprowadzonego na zachodnim Pacyfiku. Obecnie detektory umieszczone na tego typu satelitach stanowią ważną część systemu monitoringu atmosfery i wykorzystywane są m.in. w obserwacjach aerozolu pochodzących z pożarów (Hassini et al., 2009; Zhang et al., 2012) lub wybuchów wulkanów (Zakšek et al., 2013; Markowicz et al., 2012). Dla półkuli zachodniej pomiary geostacjonarne wykonywane są za pomocą detektorów umieszczonych na satelitach GOES-East i GOES-West (Geostationary Operational Environmental Satellite). Natomiast nad Europą dane zbierane są przez detektor SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) (Aminou, 2002), umieszczony na pokładach serii satelitów Meteosat (rozdział 3.2.2).

W ciągu ostatniej dekady satelitarne techniki zostały w znacznym stopniu udoskonalone. Mierzona jest kątowa zależność radiancji i polaryzacja dla wielu długości fal, od UV po IR, z dobrą rozdzielczością przestrzenną. Na podstawie tych danych może być wyznaczana spektralna zmienność grubości optycznej. Uzyskać można również pewne informacje na temat polaryzacji, funkcji fazowej oraz rozmiarów cząstek - zarówno nad oceanem jak i nad lądem.

W dalszej części rozdziału opisane zostaną najważniejsze detektory satelitarne wykorzystywane do obserwacji aerozolu oraz zasady działania poszczególnych algorytmów.

### 3.2.1 Satelity na orbitach polarnych

#### AVHRR

Radiometr AVHRR został wyniesiony na orbitę na pokładach satelitów TIROS-N oraz serii środowiskowych satelitów polarnych NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Nowa wersja instrumentu, AVHRR/3, znajduje się na satelitach NOAA 15-19 i Metop-A. Seria pomiarowa aerozolu z tego przyrządu jest najdłuższa i sięga 1982 roku. Instrument ten charakteryzuje się relatywnie wysoką rozdzielczością przestrzenną, która w nadirze wynosi 1,1 km. Detektor ten zbiera dane w 6 kanałach, w świetle widzialnym oraz bliskiej i termicznej podczerwieni, przy czym jednocześnie wykorzystywanych jest 5 pasm. Kanał 3a używany jest w ciągu dnia, a 3b w nocy.

Zadaniem AVHRR jest dostarczanie informacji na temat radiancji w celu badania m.in. chmur, temperatury lądu i oceanu, zmian pokrywy śnieżnej i lodowej (King et al., 1999). Dane wykorzystywane są ponadto do badania stanu wegetacji oraz określania pokrycia terenu. Ze względu na znane własności spektralne powierzchni oraz niską wartość refleksyjności wyznaczanie własności aerozolu atmosferycznego w przypadku instrumentu AVHRR prowadzone jest przede wszystkim nad oceanem. Do detekcji aerozolu wykorzystywany był początkowo jedynie kanał 1, odbierający sygnał o długości fali 630 nm (Stowe et al., 1997). Kolejne wersje algorytmu zostały rozszerzone o drugi kanał działający dla fali o długości 830 nm, nadal jednak obliczenia prowadzone są niezależnie dla każdego z kanałów (Geogdzhayev et al., 2002; Zhao et al., 2004; Mishchenko and Geogdzhayev, 2007).

Wyznaczenie AOD możliwe jest przy założeniu, że znane są własności czystej atmosfery i aerozolu, a także refleksyjność powierzchni (Stowe et al., 1997; Ignatov and Stowe, 2002; Ignatov et al., 2004). W praktyce związek między AOD a refleksyjnością powierzchni opisywany jest przez 4-wymiarową tablicę look up table (LUT), obliczoną przy wykorzystaniu modelu transferu promieniowania 6S (podrozdział 4.1.3) dla wybranych AOD oraz położeń Słońca i satelity. Własności optyczne oceanu opisywane są z wykorzystaniem definicji powierzchni Fresnela (Gordon and Wang, 1992), a prędkość wiatru przyjęta została jako równa 7 m/s. Ponadto dzięki wykorzystaniu dwumodowego rozkładu log-normalnego wielkości cząstek, algorytm uwzględnia dwa przedziały wielkości aerozolu: mod akumulacyjny i cząstki grube. Na podstawie pomiarów radiancji w obydwu kanałach w procesie minimalizacji wyznaczane są AOD dla 630 i 830 nm, które z kolei posłużą do obliczenia wykładnika Ångströma (wzór 2.70).

Oprócz opisanej powyżej metody badania aerozolu atmosferycznego nad oceanami opracowane zostały również algorytmy pozwalające na wyznaczanie własności aerozolu nad powierzchniami lądowymi dla detektora AVHRR (Soufflet et al., 1997; Knapp

and Stowe, 2002; Hauser et al., 2005). W tym przypadku uzyskanie informacji o własnościach optycznych powierzchni jest znacznie bardziej skomplikowane. Jednym ze sposobów wyznaczenia refleksyjności powierzchni jest założenie, że wartość ta dla danego piksela pozostaje stała przez dłuższy okres, rzędu 45 dni (Hauser et al., 2005). Ponadto przyjmuje się, że część pomiarów jest wykonywana w warunkach czystej atmosfery (całkowity brak aerozolu) (Hauser et al., 2005). Obydwa powyższe założenia są źródłem niepewności uzyskiwanych grubości optycznych.

## SeaWiFS

Detektor Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) (Hooker et al., 1992), wyniesiony na orbitę w 1997 roku, został zaprojektowany do pomiarów koloru oceanu oraz jego biooptycznych własności. SeaWiFS posiada 8 kanałów spektralnych: 412, 443, 490, 510, 555, 670, 765 i 865 nm i charakteryzuje się bardzo wysokim stosunkiem sygnału do szumu. Do wyznaczenia własności oceanu niezbędne jest wykonanie korekcji atmosferycznej. Pozwala to na usunięcie 90% zarejestrowanego przez detektor promieniowania z zakresu widzialnego, które uległo rozproszeniu wstecznemu w atmosferze (Gordon and Wang, 1994; Gordon, 1997; Fukushima et al., 1998). Radiancja mierzona przez detektor może być wykorzystana do określenia własności optycznych aerozolu atmosferycznego, a w szczególności AOD oraz wykładnika Ångströma, nad powierzchniami oceanicznymi (Wang, 2000; Wang et al., 2005). Stworzony w tym celu algorytm wykorzystuje dane z dwóch kanałów spektralnych oraz zestaw predefiniowanych modeli aerozolu. Ponieważ wpływ wód otwartego oceanu na sygnał w bliskiej podczerwieni jest marginalny (Hale and Querry, 1973; Smith and Baker, 1981), możliwe jest wyznaczenie zmienności radiancji pochodzącej od aerozolu dla dwóch długości fali: 765 i 865 nm. W przypadku wód o wysokiej produktywności (duża zawartość chlorofilu) niezbędne jest użycie modelu biooptycznego (Siegel et al., 2000; Stumpf et al., 2003) w celu wyeliminowania wpływu organizmów na transfer promieniowania w podczerwieni. Na podstawie otrzymanej charakterystyki sygnału spektralnego wybierane są dwa najbardziej pasujące modele aerozolu. Uzyskane informacje pozwalają na wyznaczenie AOD dla dowolnego kanału SeaWiFS oraz wykładnika Ångströma dla kanałów 510 i 865 nm (Gordon and Wang, 1994).

Współczynnik odbicia na górnej granicy atmosfery  $\rho(\lambda)$  dla długości fal: 765 oraz 865 nm ponad powierzchnią wody może być zapisany w postaci

$$\rho(\lambda) = \rho_{RAY}(\lambda) + \rho_A(\lambda) + \rho_{RA}(\lambda), \quad (3.1)$$

gdzie odpowiednie człony oznaczają sygnał związany z rozpraszaniem Rayleigha

( $\rho_{RAY}$ ), rozpraszaniem na aerozolu ( $\rho_A$ ) oraz rozpraszaniem w obydwu procesach jednocześnie ( $\rho_{RA}$ ). Zakłada się przy tym, że refleksyjność powierzchni oceanu w bliskiej podczerwieni jest zerowa, co wiąże się m.in. z pominięciem odbłasku słonecznego oraz wpływu piany morskiej. Na podstawie pomiarów oblicza się  $\rho_A + \rho_{RA}$  dla długości fali 765 i 865 nm. Następnie przy użyciu bazy danych własności optycznych aerozolu (ang. *look-up tables*, LUT) suma  $\rho_A + \rho_{RA}$  jest konwertowana do wartości  $\rho_{AS}$ , czyli aerozolowego współczynnika odbicia na górnej granicy atmosfery. W kolejnym kroku definiowany jest parametr  $\varepsilon$  (Gordon and Wang, 1994)

$$\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j) = \frac{\rho_{AS}(\lambda_i)}{\rho_{AS}(\lambda_j)}, \quad (3.2)$$

który dla danego położenia Słońca i satelity zależy tylko od modelu aerozolu. W kolejnym kroku obliczana jest wartość  $\varepsilon(765, 865)$  dla wybranego typu aerozolu (Shettle and Fenn, 1979). Wartość  $\varepsilon_{ave}$  jest wyznaczana poprzez uśrednianie współczynników  $\varepsilon$  odpowiadających kilku modelom aerozolu. Następnie wybierane są dwa typy aerozolu spełniające relację

$$\varepsilon^1 < \varepsilon_{ave} < \varepsilon^2, \quad (3.3)$$

przy czym  $\varepsilon^1$  i  $\varepsilon^2$  powinny być jak najbardziej zbliżone do wartości średniej. Wybranie dwóch modeli aerozolu umożliwia ekstrapolację do obszaru widzialnego poprzez wyznaczenie  $\varepsilon(\lambda, 875)$ . W tym celu przyjmuje się założenie, że  $\varepsilon(\lambda, 875)$  znajduje się między wartościami dla dwóch wybranych wcześniej modeli i rozmieszczona jest w sposób tak samo proporcjonalny jak  $\varepsilon(765, 875)$ .

Na podstawie aerozolowego współczynnika odbicia na górnej granicy atmosfery wyznaczana jest AOD w wybranym kanale dla wyznaczonych modeli aerozolu. Ostateczna AOD liczona jest z liniowej interpolacji między dwoma wybranymi modelami aerozolu

$$\tau_a(\lambda) = (1 - r_a)\tau_a^1(\lambda) + r_a\tau_a^2(\lambda), \quad (3.4)$$

gdzie współczynnik  $r_a$  definiowany jest jako

$$r_a = \frac{\varepsilon_{ave} - \varepsilon_1}{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}. \quad (3.5)$$

AOD dla SeaWiFS'a jest wyznaczana standardowo dla długości fali 865 nm i dodatkowo dla obszaru widzialnego.

## TOMS i OMI

Detektor TOMS (Total Ozone Monitoring System) to detektor pracujący w zakresie promieniowania ultrafioletowego i wykorzystujący rozpraszanie na molekułach ga-



zów (głównie  $O_3$ ) (Torres et al., 1998). W 2005 roku TOMS zastąpiony został nowym instrumentem: OMI (Ozone Monitoring Instrument), umieszczonym na pokładzie satelity Aura. Rozdzielczość przestrzenna OMI wynosi  $13 \times 25$  km, przy czym możliwe jest zwiększenie rozdzielczości do  $13 \times 13$  km w celu wykrywania i śledzenia źródeł zanieczyszczenia w skali miast. Instrument ten wykonuje hiperspektralne pomiary w celu obserwacji rozproszonej wstecznie radiancji Słońca w trzech przedziałach długości fal:

- VIS: 350 - 500 nm;
- UV-1: 270 - 314 nm;
- UV-2: 306 - 380 nm.

W zakresach tych rozmieszczonych jest 740 kanałów. Na podstawie wielkości irradiancji wracającej w kierunku przestrzeni kosmicznej od powierzchni ziemi liczony jest współczynnik odbicia. Wielkość ta jest niezbędna do wyznaczenia całkowitej kolumny ozonu. Wykrywane są również takie związki chemiczne jak: BrO, formaldehydy, OCIO,  $NO_2$ .

OMI umożliwia rozróżnienie typów aerozolu takich jak, na przykład: pyły wulkaniczne, związki siarki, niektóre cząstki organiczne czy sadza z 40 razy większą skutecznością w porównaniu z instrumentem TOMS. W obydwu przypadkach wykorzystywana jest jednak ta sama zależność: aerozol atmosferyczny oddziałuje z promieniowaniem w zakresie UV, a rodzaj i stopień oddziaływania zależy od typu aerozolu i jego charakterystyki (współczynnika refrakcji, rozkładu wielkości, AOD i profilu pionowego w atmosferze). W celu wyeliminowania wpływu tych cząstek na pomiary ozonu wprowadzona została poprawka aerozolowa TOMS - indeks aerozolowy (ang. *Aerosol Index*, AI)

$$AI = 100 \left[ \log_{10} \left( \frac{I_{360}}{I_{331}} \right)^{pom} - \log_{10} \left( \frac{I_{360}}{I_{331}} \right)^{mod} \right], \quad (3.6)$$

gdzie  $I_{331}$  oraz  $I_{360}$  oznaczają radiancję dla fal, odpowiednio 331 i 360 nm, a *pom* i *mod* odnoszą się, odpowiednio, do wartości zmierzonych oraz obliczonych dla atmosfery pozbawionej aerozolu. Powyższa zależność jest również wykorzystywana w przypadku detektora OMI.

Współczynnik AI pozwala na wykrycie różnych typów aerozolu nad dowolnymi rodzajami powierzchni, również tymi o wysokim albedo. Zaletą jest ponadto możliwość detekcji aerozolu występujących ponad warstwą chmur. Współczynnik AI pozwala na rozróżnienie aerozolu absorbującego i nieabsorbującego. Dodatnie wartości tego współczynnika wskazują na występowanie cząstek aerozolu absorbującego,

głównie pyłu pustynnego, sadzy i pyłu wulkanicznego. Wartości ujemne współczynnika AI związane są z obecnością aerozolu nieabsorbującego w atmosferze, takich jak siarczany czy sól morską (Torres et al., 1998). Wartości bliskie zeru odpowiadają obecności chmur. Interpretacja wyników wymaga uwzględnienia niektórych efektów związanych z refleksyjnością powierzchni ziemi, gdyż np. odbiór słoneczny czy kolor oceanu mogą powodować podwyższenie współczynnika AI.

Indeks aerozolowy może posłużyć do określenia AOD, jeśli znane są, np. z innych pomiarów, takie własności cząstek jak współczynnik refrakcji, rozkład wielkości cząstek oraz wysokość warstwy aerozolu.

## MODIS

Instrument MODIS znajdujący się na satelitach Terra i Aqua pracuje w 36 kanałach w zakresie 0,4-14,4  $\mu m$ . Skanuje on całą ziemię w przeciągu 1-2 dni. Rozdzielczość przestrzenna MODIS-a dla poszczególnych kanałów wynosi:

- 250 m: kanały 1-2;
- 500 m: kanały 3-7;
- 1000 m: kanały 8-36.

W przypadku obszarów oceanicznych wyznaczana jest grubość optyczna dla 7 kanałów z przedziału 0,47-2,13  $\mu m$ . Refleksyjność powierzchni oceanu przyjmowana jest jako równa zero dla wszystkich kanałów oprócz pasma 0,55  $\mu m$ , dla którego ma ona stałą wartość wynoszącą 0,005 (Tanré et al., 1997). Algorytm wykorzystuje tzw. LUT, czyli wielowymiarowe macierze zawierające wyniki symulacji wykonanych za pomocą modelu transferu promieniowania, stworzone dla 9 modeli aerozolu, z czego własności cząstek dużych opisuje 5 modeli, a cząstek o małych średnicach - 4 modele. W procesie minimalizacji wybierana jest taka kombinacja typów aerozolu, dla której refleksyjność zmierzona jest najbliższa refleksyjności obliczonej ze wzoru

$$\rho_{\lambda}^{mod} = \eta \rho_{\lambda}^f + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^c, \quad (3.7)$$

gdzie  $\eta$  jest współczynnikiem wagowym, a indeksy  $f$  i  $c$  oznaczają odpowiednio frakcję cząstek o dużych i małych rozmiarach.

Nad lądem AOD wyznaczana jest dla 3 długości fali: 0,47, 0,55 i 0,66  $\mu m$ , z rozdzielczością przestrzenną wynoszącą 10 km (Kaufman et al., 1997b). Wykorzystywane w tym celu są pomiary refleksyjności na górnej granicy atmosfery wykonane w kanałach 0,47, 0,66 i 2,13  $\mu m$  (Remer et al., 2005). Do oszacowania refleksyjności powierzchni wykorzystywany jest fakt, że większość typów aerozolu ma znikomą grubość optyczną

w zakresie środkowej podczerwieni. Jest to spowodowane poprzez wysoką wartość wykładnika Ångströma (powyżej 1) dla małych cząstek czyli spadkiem współczynnika ekstynkcji z długości fali. Z tego powodu we wcześniejszej wersji algorytmu (Remer et al., 2005) współczynnik odbicia dla ciemnej powierzchni mierzony był w zakresie środkowej podczerwieni (kanał 2,13  $\mu m$ ), przy czym do dalszych obliczeń wybierane były tylko te piksele, dla których spełniona była nierówność  $0,01 \leq \rho_{2,13} \leq 0,25$  (Remer et al., 2005). Przyjmuje się, że refleksja zmierzona na górnej granicy atmosfery równa jest refleksji powierzchni ziemi. Na tej podstawie, w kolejnym kroku, refleksja powierzchni ( $\rho$ ) była obliczana dla długości fal w zakresie promieniowania widzialnego według zależności

$$\rho_{0,47} = 0,25\rho_{2,13}, \quad \rho_{0,66} = 0,5\rho_{2,13}. \quad (3.8)$$

Wykorzystanie otrzymanych wartości  $\rho_{0,47}$  i  $\rho_{0,66}$  pozwalało na wyznaczenie grubości optycznej w kanałach 0,47 i 0,66  $\mu m$  oraz wartości wykładnika Ångströma (wzór 2.70), co z kolei umożliwiało obliczenie grubości optycznej w kanale 0,55  $\mu m$ .

W rzeczywistości pomiary wykonane w kanale 2,13  $\mu m$  niosą w sobie informacje na temat tzw. aerozolu „grubego”, czyli składającego się z cząstek o dużych rozmiarach (np. pył pustylny) (Levy et al., 2007, 2010). W nowej wersji algorytmu refleksja powierzchni w kanale 0,66  $\mu m$  nadal jest funkcją refleksji zmierzonej w kanale 2,13  $\mu m$ , ale zależy również od kąta rozpraszania oraz współczynnika NDVI liczonego dla kanałów 1,24 i 2,13  $\mu m$  (Levy et al., 2009b) według wzoru

$$NDVI = \frac{\rho_{1,24} - \rho_{2,13}}{\rho_{1,24} + \rho_{2,13}}. \quad (3.9)$$

Refleksja dla długości fali 0,47  $\mu m$  wyznaczana jest na podstawie refleksji w kanale 0,66  $\mu m$  (Levy et al., 2009b). Podobnie jak w przypadku detekcji aerozolu nad oceanem proces wyznaczania AOD oparty jest o zdefiniowane typy aerozolu o określonych własnościach optycznych (Kaufman et al., 1997b). Dla obszarów lądowych baza MODIS-a zawiera dane na temat 5 modeli aerozolu z zakresu akumulacyjnego oraz 6 modeli dla aerozolu „grubego” (Levy et al., 2010). Podobnie jak w przypadku innych detektorów w omawianym algorytmie wykorzystywane są LUT zawierające refleksję na górnej granicy atmosfery obliczoną dla różnych modeli aerozolu, AOD (0-2) oraz warunków geometrycznych (16 kątów zenitalnych i azymutalnych satelity, 9 kątów zenitalnych Słońca). Na refleksję obliczoną dla analizowanego kanału składa się promieniowanie pochodzące z rozpraszania na cząstkach małych  $\rho_{\lambda}^f$  i na cząstkach o dużych rozmiarach  $\rho_{\lambda}^c$  (wzór 3.7). W celu określenia typu aerozolu najbardziej odpowiadającego wartościom zmierzonym przez detektor używa się metod odwrotnych (rozdział 2).

Oprócz AOD uzyskiwane są w ten sposób m.in. informacje na temat udziału cząstek o małych promieniach, których obecność jest wykorzystywana jako wskaźnik występowania aerozolu antropogenicznego. Ponadto wyznaczane są parametr asymetrii oraz koncentracja aerozolu (Levy et al., 2007).

Nad lądem pokrytym roślinnością MODIS pozwala na wyznaczenie AOD z dokładnością rzędu  $0,05 \pm 0,15\tau$ , zaś nad oceanami, które są powierzchniami znacznie łatwiejszymi do parametryzacji, dokładność wzrasta do  $0,03 \pm 0,05\tau$  (Chu et al., 2002; Remer et al., 2005).

W opisanym algorytmie problemem pozostawała detekcja aerozolu nad jasnymi powierzchniami, takimi jak na przykład pustynie. Do wyznaczania własności aerozolu nad takimi powierzchniami wykorzystywany jest obecnie algorytm *Deep Blue* (Hsu et al., 2004). Metoda ta oparta jest na pomiarach wykonywanych dla długości fal 412 oraz 470 nm. Wiąże się to z faktem, że dla wymienionych długości fali powierzchnie pustynne mają stosunkowo niską refleksję. W zależności od ilości aerozolu w atmosferze wykorzystywane są dwie wersje algorytmu. W przypadku dużych grubości optycznych ( $\tau > 0,7$ ) w obliczeniach wykorzystywane są dane z kanałów: 412, 490 i 660 nm. Dla niższych AOD używa się natomiast danych z tylko dwóch kanałów: 412 oraz 470 nm, gdyż wpływ sygnału pochodzącego od aerozolu na refleksję mierzoną w kanale 660 nm jest w takim przypadku niewielki.

## MISR

Ważnym krokiem w rozwoju satelitarnych badań aerozolu atmosferycznego było wyniesienie na orbitę detektora MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer Spectrometer). Instrument ten umieszczony jest na satelicie Terra i mierzy radiancję w 4 kanałach w zakresie promieniowania krótkofalowego (446, 558, 672 i 867 nm), a jego maksymalna rozdzielczość przestrzenna wynosi 275 m. Kluczową własnością tego detektora jest fakt, że dane zbierane są dla 9 kątów widzenia wzdłuż ścieżki przeletu: przed i za satelitą. Odchylenie detektorów od nadiru wynosi odpowiednio:  $0^\circ$ ,  $\pm 26,1^\circ$ ,  $\pm 45,6^\circ$ ,  $\pm 60,0^\circ$ ,  $\pm 70,5^\circ$ . W efekcie możliwe jest wyznaczanie własności aerozolu (Wang and Gordon, 1994; Martonchik et al., 1998), w tym także oszacowanie funkcji fazowej na rozpraszanie, zarówno nad oceanem jak i nad lądem, włączając jasne pustynie oraz regiony występowania refleksu słonecznego (ang. *sun glint*). Dzięki skanowaniu pod różnymi kątami MISR dostarcza również informacji na temat wysokości, na jakiej znajdują się warstwy aerozolu pochodzące z pożarów, wybuchów wulkanów i innych źródeł (Diner et al., 2001). Główną wadą tego detektora jest niska rozdzielczość czasowa, ponieważ skanowanie całego globu trwa ok. 9 dni. AOD wyznaczana jest z dokładnością  $0,05 \tau$  lub  $20\% \tau$  (wybierana jest większa wartość) (Kahn et al.,

2005).

## **POLDER**

POLDER (Polarization and Directionality of the Earths Reflectances), instrument znajdujący się na satelicie PARASOL, mierzy radiancję oraz polaryzację promieniowania w ośmiu kanałach spektralnych w zakresie promieniowania widzialnego i bliskiej podczerwieni ( $0,443 - 1,02\mu\text{m}$ ) (Deschamps et al., 1994) dla różnych kątów. Wykorzystanie wiedzy na temat polaryzacji promieniowania pozwala na określenie rozmiarów i kształtów cząstek aerozolu (Deuzé et al., 2001). Promieniowanie rozproszone od powierzchni ziemi wykazuje niewielką polaryzację. Znaczne spolaryzowanie sygnału następuje na molekułach powietrza, natomiast obecność aerozolu w atmosferze powoduje spadek stopnia polaryzacji, zwłaszcza gdy cząstki są duże i sferyczne. Nad oceanami POLDER mierzy AOD, a przy sprzyjającej geometrii detektor ten może również odróżnić duże, sferyczne cząstki aerozolu pochodzenia morskiego od nieregularnych cząstek pyłu pustynnego. Nad lądem możliwe jest badanie tylko koncentracji cząstek o niewielkich rozmiarach.

### **3.2.2 Satelity geostacjonarne**

#### **GOES**

Półkula zachodnia monitorowana jest przez układ dwóch satelitów: GOES-East i GOES-West (Geostationary Operational Environmental Satellite). AOD jest wyznaczane na podstawie danych zebranych przez każdy z satelitów przy wykorzystaniu algorytmu zaprezentowanego przez Zhang et al. (2001). Rozdzielczość przestrzenna produktu udostępnianego przez NOAA, określanego akronimem GASP (*GOES Aerosol and Smoke Product*), wynosi 4 km. Dane dostępne są dla godzin między 12:00 a 21:00 UTC, co 30 minut, dla długości fali 550 nm (Knapp et al., 2002). Do obliczeń używane są pomiary wykonane w kanale obejmującym zakres 520-720 nm, dla bezchmurnych pikseli. W pierwszym kroku dla każdego piksela wybierany jest pomiar z ostatnich 14-28 dni, dla którego wartość zmierzonej refleksyjności była najniższa (dokładnie druga od końca). Następnie wyznaczana jest refleksyjność powierzchni dla każdego piksela przy założeniu, że w wybranym dniu AOD wynosiła 0,02 w 550 nm (Knapp et al., 2005).

W kolejnym kroku, przy wykorzystaniu wyznaczonej refleksyjności powierzchni oraz LUT obliczana jest AOD. Stosowana w algorytmie LUT zawiera wyniki obliczeń wykonanych przy pomocy modelu 6S (str. 62), przy czym w symulacjach uwzględniony został jeden model aerozolu (kontynentalny), stała zawartość gazów atmosferycz-

nych oraz lambertsowski model powierzchni. Dane pozyskiwane z satelitów GOES pozwalają na wyznaczenie grubości optycznej z bardzo niską dokładnością, ok.  $\pm 0,13$  (Knapp et al., 2005).

Pomiary pochodzące z satelitów GOES-East/West wykorzystywane są również w algorytmie służącym wykrywaniu pożarów, a także do obliczania emisji związków uwalnianych podczas spalania biomasy (m.in.  $PM_{2,5}$ , CO,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $NO_X$  i  $SO_2$ ). W tym przypadku używane są dodatkowe informacje uzyskiwane są z kanałów 3,9  $\mu m$  i 10,7  $\mu m$  (Zhang et al., 2012).

Jako że obszary pomiarów satelitów GOES częściowo pokrywają się, AOD dla zachodniej części USA wyznaczana jest dwukrotnie. Jest to podstawą algorytmu wykorzystującego symultanicznie dane z GOES-East i GOES-West (Zhang et al., 2013). Metoda ta opiera się na wykorzystaniu pomiarów wykonanych w dniach o stosunkowo niskiej AOD (poniżej 0,3) do wyznaczenia funkcji BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) dla powierzchni ziemi. Następnie zakłada się, że kształt BRDF-u nie zmienia się znacznie w ciągu krótkiego okresu. Znany kształt BRDF-u dla obszaru obserwowanego jednocześnie przed dwa detektory pozwala na oszacowanie, który pomiar, ze względu na swoją geometrię, jest bardziej wrażliwy na obecność aerozolu w atmosferze. Szacowana na podstawie porównań z pomiarami pochodzącymi z trzech pobliskich stacji AERONET dokładność algorytmu wynosi  $0,05 \pm 0,15\tau$ .

Znacznym ograniczeniem możliwości badań aerozolu atmosferycznego w przypadku satelitów GOES jest obecność tylko jednego kanału pracującego w zakresie widzialnym. Problem ten ma być rozwiązany w kolejnej generacji satelitów (GOES-R, planowane na rok 2016), na pokładach których znajdować się będą radiometry wyposażone w znacznie większą ilość kanałów spektralnych.

## SEVIRI

Atmosfera nad Europą monitorowana jest przez serię satelitów geostacjonarnych MSG (Meteosat Second Generation), na pokładzie których znajduje się detektor SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager). Instrument ten mierzy radiancję w 12 kanałach spektralnych, w zakresie promieniowania krótko- i długofalowego (między 0,635 and 13,4  $\mu m$ ), z rozdzielczością czasową równą 15 minut i ze stosunkowo dobrą rozdzielczością przestrzenną: 3 km w nadirze dla kanałów 1-11 oraz 1 km dla kanału wysoko rozdzielczego HRV. Ze względu na geometrię pomiaru rozdzielczość przestrzenna dla Polski jest niższa i wynosi odpowiednio 5,5 oraz 3 km. Teoretyczne pokrycie kuli ziemskiej sięga  $81^\circ$  szerokości geograficznej z punktu podsatelitarnego, co odpowiada 40% powierzchni ziemi. Jednak krzywizna ziemi powoduje, że użyteczne są jedynie dane z kąta do  $70^\circ$  (ok. 1/3 powierzchni ziemi), a w celu dostarczenia



produktów meteorologicznych o wysokiej jakości EUMETSAT wprowadził limit  $60^\circ$ . Nawet wówczas do całkowitego pokrycia powierzchni ziemi (z wyłączeniem obszarów okołobiegunowych) wystarczają trzy satelity geostacjonarne.

SEVIRI daje możliwość rozszerzenia zbioru danych aerozolowych, jednak mała liczba kanałów w świetle widzialnym oraz brak kanału w bliskiej podczerwieni o długości fali około  $2\ \mu\text{m}$ , są przyczyną znacznych trudności w wyznaczaniu refleksyjności powierzchni. SEVIRI posiada 3 kanały spektralne potencjalnie użyteczne w detekcji aerozolu atmosferycznego: dwa kanały w świetle widzialnym ( $0,635$  i  $0,810\ \mu\text{m}$ ) oraz jeden kanał w bliskiej podczerwieni ( $1,64\ \mu\text{m}$ ).

W dalszej części rozdziału przedstawione zostały najważniejsze metody wykorzystywane do wyznaczania własności optycznych aerozolu na podstawie danych z detektora SEVIRI. Największe różnice pomiędzy zaproponowanymi dotychczas algorytmami dotyczą sposobu szacowania refleksyjności powierzchni ziemi.

W algorytmie zaproponowanym przez Popp et al. (2007) założono, że charakterystyka refleksyjności powierzchni dla każdego z pikseli nie zmienia się w czasie 31 dni oraz że dla każdego piksela i każdego okresu obserwacyjnego przynajmniej jeden pomiar wykonany został dla atmosfery wolnej od aerozolu. W praktyce analizowana jest seria obrazów wykonanych dla kanału  $0,6\ \mu\text{m}$ . Dla każdego piksela i godziny wykonania pomiaru wybierana jest najniższa refleksyjność zmierzona w założonym oknie czasowym. Refleksyjność powierzchni wyznaczana jest następnie poprzez odjęcie sygnału pochodzącego od aerozolu atmosferycznego, przy czym przyjmowana jest stała wartość tła aerozolowego równa  $0,05$ . W dalszej części obliczeń wykorzystywany jest kod radiacyjny SMAC (Simplified Method for Atmospheric Correction) (Rahman and Dedieu, 1994) oparty na 6S. Dane uśredniane są w obszarach  $5 \times 5$  pikseli, czyli ok.  $25 \times 25$  km, z rozdzielczością czasową wynoszącą 30 minut. Porównanie uzyskanych AOD z pomiarami wykonanymi w ramach sieci AERONET w sierpniu 2004 roku pokazało, że średni błąd kwadratowy (rms) wynosi  $0,08$ , a współczynnik korelacji  $0,9$  (Popp et al., 2007).

Operacyjny algorytm Satellite Application Facilities (SAF) wykorzystuje dane z kanału widzialnego ( $0,6\ \mu\text{m}$ ) oraz z bliskiej podczerwieni ( $0,8$  i  $1,6\ \mu\text{m}$ ) (Jolivet et al., 2006, 2008). Konstrukcja omawianego schematu opiera się na założeniu, że refleksyjność zmierzona na górnej granicy atmosfery rośnie wraz ze wzrostem zawartości aerozolu atmosferycznego, co ma miejsce, o ile w atmosferze nie występuje aerozol silnie absorbujący nad jasnymi powierzchniami (Bernard et al., 2011). AOD wyznaczana jest w kanale  $0,6\ \mu\text{m}$  co 15 minut, a wykorzystywana metoda jest zbliżona do tej używanej w przypadku satelitów GOES (Knapp et al., 2005) (str. 49). Jako refleksyjność powierzchni przyjmowana jest minimalna wartość refleksyjności TOA zarejestrowana w okresie

14 dni. Obliczenia wykonywane są dla 5 modeli aerozolu, a następnie na podstawie pomiarów reflektancji w pozostałych dwóch kanałach wybierany jest jeden model aerozolu. Porównanie AOD otrzymanych na podstawie danych z SEVIRI z pomiarami naziemnymi z sieci AERONET przedstawione zostało w pracy Breon et al. (2011). Dla obserwacji z okresu maj 2005 – lipiec 2010 r. współczynnik korelacji wynosił 0,63, średnia różnica AOD przyjęła wartość 0,03, a średni błąd kwadratowy 0,16.

Kolejny algorytm obejmuje jednocześnie wyznaczanie reflektancji podłoża i AOD (Wagner et al., 2007; Govaerts et al., 2010b). Metoda ta wykorzystuje wiedzę na temat mierzonego w ciągu dnia promieniowania słonecznego oraz założenie, że własności optyczne powierzchni nie zmieniają się znacząco w ciągu dnia. Pozwala to na odseparowanie sygnału pochodzącego od atmosfery i oszacowanie AOD. W opisywanej metodzie reflektancja powierzchni ziemi opisywana jest modelem BRDF Rahman–Pinty–Verstraete (Rahman et al., 1993). Jednoczesne wyznaczenie AOD i reflektancji podłoża jest możliwe dzięki wykorzystaniu metody optymalnej estymacji (Rodgers, 2000). Problem odwrotny jest zdefiniowany za pomocą wektora stanu i wektora obserwacji (str. 13). Wektor stanu zawiera reflektancję powierzchni dla 3 kanałów oraz AOD w 550 nm. W wektorze obserwacji zebrane są pomiary wykonane w 3 kanałach, w ciągu całego dnia. W efekcie minimalizacji funkcji kosztu wyznaczane są elementy wektora stanu. Dodatkowo wybierany jest, spośród 6 modeli, również najbardziej prawdopodobny typ aerozolu występujący na danym obszarze geograficznym. Średnia różnica wyznaczonego z danych SEVIRI i zmierzonego na stacjach AERONET AOD wynosi 0,044 a rms 0,19 (Govaerts et al., 2010a).

Do wyznaczania AOD nad obszarami kontynentalnymi w algorytmie zaproponowanym przez Carrer et al. (2010) wykorzystywana jest estymacja reflektancji powierzchni przy użyciu funkcji BRDF zaproponowanej przez Roujean et al. (1992). Dzięki założeniu, że reflektancja powierzchni ulega mniejszym zmianom niż własności optyczne atmosfery, algorytm ten umożliwia jednocześnie wyznaczanie AOD oraz funkcji BRDF dla powierzchni. Porównanie AOD uzyskanej na podstawie danych z SEVIRI i obserwacji z 9 stacji AERONET zebranych w latach 2005–2007 w dużym stopniu zależy od analizowanej stacji pomiarowej. Średnie różnice wahają się między -0,08 i 0,03, a współczynnik korelacji między 0,41 i 0,83 (Carrer et al., 2010).

Kolejny algorytm, Oxford-Ral Aerosol and Cloud (ORAC) (Thomas et al., 2009), do wyznaczenia AOD wykorzystuje pomiary z 3 kanałów SEVIRI (0,6, 0,8 i 1,6  $\mu\text{m}$ ). Do minimalizacji używana jest metoda optymalnej estymacji, która uwzględnia zarówno wyniki pomiarów jak i informacje *a priori*, a także ich niepewności (Rodgers, 2000). Do obliczeń wykorzystywany jest model DISORT (Discrete Ordinances Radiative Transfer model) (Stammes et al., 1988). W efekcie wyznaczane są jednocześnie AOD,



reflektancja powierzchni oraz efektywny promień cząstek aerozolu. Współczynnik korelacji AOD uzyskanej z algorytmu ORAC i AOD zmierzonego na powierzchni ziemi wynosi 0,82, zaś rms 0,14 (Bulgin et al., 2011).

Algorytm rozwinięty przez Mei et al. (2012) wykorzystuje serię trzech kolejnych pomiarów zebranych w dwóch kanałach spektralnych: 0,6 i 0,8  $\mu\text{m}$ . W przypadku tej metody reflektancja powierzchni jest wyznaczana na podstawie założenia, że wpływ aerozolu na reflektancję mierzoną w kanale 1,6  $\mu\text{m}$  jest minimalny. W efekcie stosunek reflektancji powierzchni w kanale 0,6 lub 0,8  $\mu\text{m}$  dla dwóch następujących po sobie obserwacji może być dobrze przybliżony stosunkiem reflektancji w kanale 1,6  $\mu\text{m}$ . Wyznaczana jest AOD w kanałach 0,6 i 0,8  $\mu\text{m}$ , a także typ aerozolu (wybierany z 6 dostępnych modeli). Porównanie wyników z pomiarami wykonanymi na stacjach AERONET pokazało, że współczynnik korelacji wynosi 0,86 a rms 0,18 (Mei et al., 2012).

Osobną grupę metod stanowią algorytmy przeznaczone do detekcji pyłu pustynnego, wykorzystujące również pomiary wykonane w zakresie podczerwieni i dalekiej podczerwieni (De Paepe and Dewitte, 2007; Schepanski et al., 2007; Brindley and Russell, 2009; Carboni et al., 2013). Metody te nie będą szerzej dyskutowane.

### 3.2.3 Pomiary zintegrowane

Jednym ze sposobów poprawienia jakości wyznaczanych własności optycznych aerozolu jest jednoczesne wykorzystanie danych zbieranych przez różne instrumenty satelitarne, czego przykładem może być A-Train (lub The Afternoon), zespół satelitów niosących detektory dedykowane do różnych badań. Formacja ta składa się z 5 satelitów okrążających Ziemię na orbitach polarnych. Są to kolejno: Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL, Aura. Przelot całej formacji nad danym punktem na powierzchni ziemi trwa około 15 minut, przy czym różnica czasu przelotu satelitów CloudSat i CALIPSO wynosi 15 sekund. W najbliższym czasie projekt ma być rozwijany poprzez dołączenie dwóch kolejnych satelitów. A-Train pierwszy raz umożliwił przeprowadzenie zintegrowanych i niemal symultanicznych obserwacji aerozolu, chmur i strumieni radiacyjnych z wykorzystaniem różnych sensorów. Pozwoliły one, między innymi, na wyznaczenie pionowej zmiany ekstynkcji promieniowania związanej z oddziaływaniem aerozolu, w zależności od rozmiarów cząstek.

Pomimo wielu zalet oraz ciągłego rozwoju zarówno instrumentów jak i algorytmów pomiary satelitarne nadal cechują się niższą dokładnością w porównaniu do danych pochodzących z pomiarów naziemnych. Dane zbierane na powierzchni ziemi służą zwykle do walidacji algorytmów satelitarnych, jednak prowadzone są również badania nad wspólnym użyciem pomiarów satelitarnych i danych naziemnych.

Przykładem może być wykorzystanie w detekcji aerozolu danych zbieranych w sieci AERONET (Ignatov, 1997; Tang et al., 2005; Xu et al., 2008), pozwalające między innymi na ulepszenie parametryzacji refleksyjności podłoża. Na tej podstawie opiera się algorytm zaproponowany przez Bennouna and de Leeuw (2007), w którym własności powierzchni określone są dla dni z niską zawartością aerozolu atmosferycznego.

# Konstrukcja zintegrowanych algorytmów do wyznaczania grubości optycznej aerozolu na podstawie optymalnej interpolacji

---

W poniższym rozdziale zaprezentowano konstrukcję dwóch autorskich algorytmów służących do wyznaczania AOD na podstawie synergii danych satelitarnych pochodzących z przyrządu SEVIRI, obserwacji naziemnych oraz modeli numerycznych (ryc. 4.1). Głównym celem opracowanej w ramach niniejszej pracy integracji pomiarów jest poprawa metod służących do wyznaczania własności optycznych powierzchni ziemi, co przekłada się bezpośrednio na mniejsze błędy w wyznaczaniu AOD. W tym celu zaproponowano metodę optymalnej interpolacji zastosowaną do pierwszego przybliżenia rozkładu przestrzennego AOD. Jako wstępne przybliżenie wykorzystane zostały dane z przyrządu MODIS lub wyniki symulacji numerycznych wykonanych przy użyciu modeli transportu zanieczyszczeń. Dane te są korygowane na podstawie obserwacji naziemnych wykonywanych przy użyciu fotometrów słonecznych w kilku stacjach pomiarowych na terenie Polski. Metoda ta jest stosowana w przypadku tzw. dni referencyjnych, charakteryzujących się niską AOD (na ogół poniżej 0,1 dla długości fali 500 nm), i służy do oszacowania poprawki atmosferycznej a następnie do wyznaczenia refleksyjności powierzchni ziemi. Uzyskana w ten sposób wartość współczynnika odbicia podłoża jest następnie wykorzystywana do wyznaczania rozkładu przestrzennego AOD w okresie  $\pm 10$  dni.

Każdy z przedstawionych poniżej algorytmów składa się z dwóch etapów (Zawadzka and Markowicz, 2014).

**Pierwszy etap** (dzień referencyjny):

- wybór dnia referencyjnego w oparciu o kryterium niskiej AOD oraz maksymalnej ilości pikseli pozbawionych zachmurzenia;
- identyfikacja pikseli satelitarnych, w których nie występują chmury i odrzucenie pozostałych;
- wyznaczenie rozkładu przestrzennego AOD dla dnia referencyjnego;
- wyznaczanie własności optycznych podłoża dla dnia referencyjnego.

**Drugi etap** (dzień, dla którego wyznaczana jest AOD):

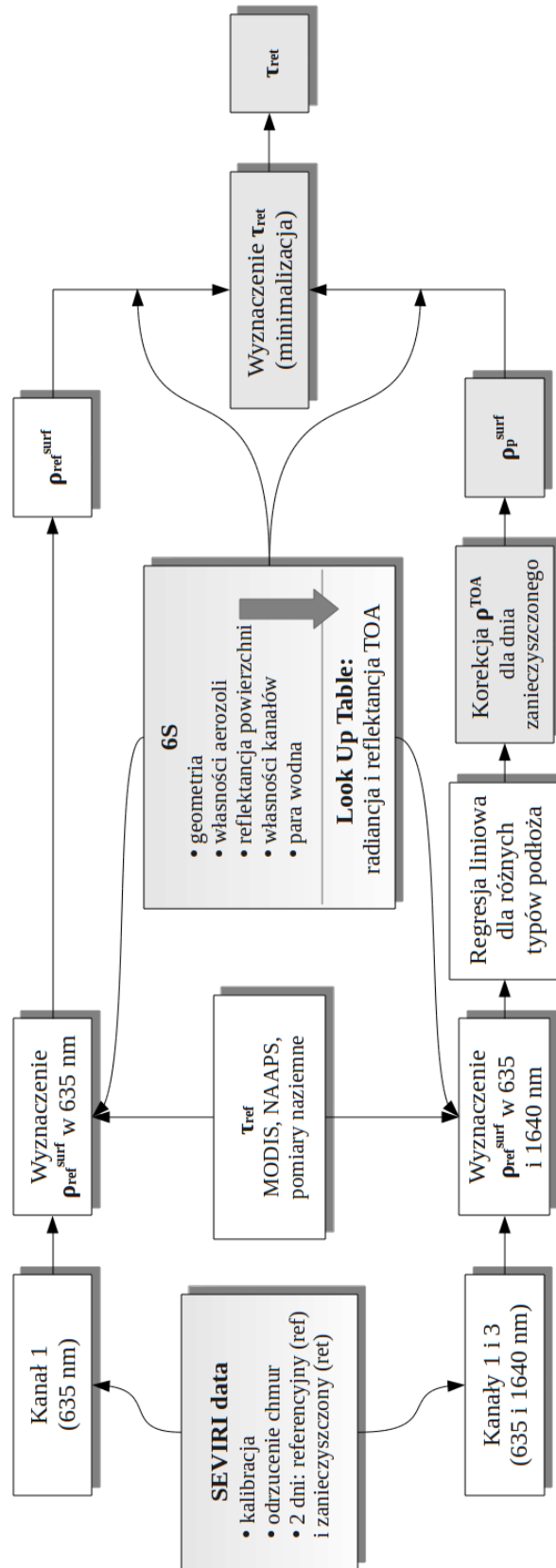
- identyfikacja pikseli satelitarnych, w których nie występują chmury;
- wyznaczenie AOD na podstawie radiancji zmierzonej na górnej granicy atmosfery oraz refleksyjności podłoża wyznaczonej w pierwszym etapie.

Pomimo tego, że metody te stworzono dla przyrządu SEVIRI umieszczonego na satelicie geostacjonarnym MSG, mogą być one wykorzystane również w przypadku innych przyrządów znajdujących się na orbitach geostacjonarnych lub polarnych. Ponadto algorytmy te mogą być stosowane dla dowolnego rejonu świata pod warunkiem, że dostępne są dane z naziemnych pomiarów fotometrycznych.

## 4.1 Dane i instrumenty

### 4.1.1 SEVIRI

Detektor SEVIRI posiada 12 kanałów spektralnych, jednak zaledwie 3 z nich są potencjalnie użyteczne w detekcji aerozolu atmosferycznego (patrz str. 50). W celu sprawdzenia przydatności wymienionych kanałów przeprowadzone zostały testy z wykorzystaniem modelu transferu promieniowania (Zawadzka and Markowicz, 2011). Najbardziej czuły na obecność aerozolu w atmosferze okazał się kanał  $0,635 \mu\text{m}$ , co wiąże się z niskimi wartościami albedo podłoża w tym zakresie spektralnym. W tym przypadku wzrost AOD powoduje wyższe wartości radiancji satelitarnej. Z kolei w kanale  $0,810 \mu\text{m}$  albedo wegetacji jest wysokie, w wyniku czego radiancja mierzona na górnej granicy atmosfery nieznacznie zależy od AOD. Ponadto, w przypadku aerozolu silnie absorbującego wraz ze wzrostem AOD można zaobserwować spadek promieniowania opuszczającego atmosferę. Natomiast, jako że ekstynkcja promieniowania słonecznego związana z obecnością aerozolu atmosferycznego na ogół spada z długością fali, najmniejsze cząstki mają relatywnie mały wpływ na radiancję mierzoną w kanale  $1,64 \mu\text{m}$ . Jedynie w przypadku dużych cząstek aerozolu pochodzenia naturalnego (pył



Rycina 4.1: Schemat konstrukcji algorytmów.

pustynny lub drobiny soli morskiej) wpływ poprawki atmosferycznej w tym kanale nie może zostać pominięty. Tak więc kanał nr 3 ze względu na dużą wrażliwość na zmiany refleksyjności powierzchni może być wykorzystywany do szacowania własności optycznych powierzchni ziemi.

Z wymienionych powyżej powodów w algorytmach służących do wyznaczania własności optycznych aerozolu atmosferycznego wykorzystane zostały dane uzyskane z kanałów 1 i 3 ( $0,635$  i  $1,64 \mu\text{m}$ ) SEVIRI. Ponadto w prezentowanych badaniach wykorzystana została rozdzielczość przestrzenna  $5,5 \times 5,5 \text{ km}$ .

## **4.1.2 Informacja o zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym**

### **4.1.2.1 MODIS**

W celu zminimalizowania wpływu aerozolu zawieszonego w atmosferze na wyznaczoną refleksyjność powierzchni ziemi wykorzystane zostały dane z detektora Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Informacje na temat AOD dla długości fali  $550 \text{ nm}$  uzyskano z danych poziomu 2: *MOD04\_L2* (Terra) oraz *MYD04\_L2* (Aqua), z kolekcji 05 i 051 (Levy et al., 2009a), które są udostępniane przez NASA. Satelity Terra i Aqua, na których umieszczony jest MODIS, wykonują pomiary nad Polską pomiędzy godziną 8:00 a 11:30 UTC. Dane zostały uśrednione dla każdego dnia i interpolowane do rozdzielczości przestrzennej detektora SEVIRI. W celu zminimalizowania błędów związanych z dużą masą optyczną atmosfery wybrane zostały tylko pomiary wykonane przy kącie zenitalnym satelity mniejszym niż  $60^\circ$ .

Algorytm wyznaczania własności aerozolu na podstawie danych z detektora MODIS został opisany w podrozdziale 3.2.1. Niepewność AOD wyznaczonej nad lądem w przypadku MODIS-a (dla refleksyjności powierzchni mniejszej niż  $0,25$ ) wynosi  $\pm 0,05 \pm 0,15\tau$  (Remer et al., 2005; Levy et al., 2010). Największą składową tej wielkości jest zmienność refleksyjności powierzchni w obrębie danego piksela (Levy et al., 2010; Seidel et al., 2011) oraz jej średniej wartości (Seidel and Popp, 2011). Ponadto efektem mającym znaczny wpływ na wzrost niepewności wyznaczanej AOD jest anizotropia odbicia promieniowania od większości powierzchni lądowych.

### **4.1.2.2 Model transportu zanieczyszczeń**

Dane dotyczące grubości optycznej aerozolu w dniu referencyjnym pochodzące z MODIS-a mogą zostać zastąpione wynikami symulacji modelu transportu zanieczyszczeń. W poniższej pracy wykorzystane zostały dwa modele: NAAPS i MACC.

Model transferu zanieczyszczeń w atmosferze The Navy Aerosol Analysis and Prediction System (NAAPS) (Witek et al., 2007) jest wykorzystywany do prognozy rozkładu przestrzennego AOD oraz koncentracji masy różnych rodzajów aerozolu. Obecna wersja modelu uwzględnia obecność  $\text{SO}_2$  w postaci gazowej oraz 4 komponenty aerozolowe: aerozol pustylny, sól morską, siarczan w postaci cząsteczkowej ( $\text{SO}_4$ ) oraz aerozol emitowany podczas spalania biomasy. Zakłada się, że aerozol emitowany podczas spalania biomasy przekłada się w 95% na związki organiczne i w 5% na sadzę (Maciszewska et al., 2010). W efekcie w modelu wyróżnia się 5 typów aerozolu atmosferycznego: siarczan, sadza, sól morską, aerozol pustylny oraz cząstki rozpuszczalne w wodzie. Dla każdego rodzaju cząstek zdefiniowane są obszary źródłowe oraz wielkości emisji z powierzchni ziemi. Miejsca i wielkości emisji pyłu pustynnego zostały scharakteryzowane na podstawie bazy danych Land Cover Characteristic Database U.S. Geological Survey (USGS) (Anderson et al., 1976). Założono, że pył unoszony jest z powierzchni, gdy prędkość tarcowa przekracza wartość 0,6 m/s a wilgotność powierzchni jest niższa niż 30%. Emisja cząstek pyłu pustynnego przyjęta jest jako proporcjonalna do czwartej potęgi prędkości tarcowej wiatru (Westphal et al., 1988). W przypadku soli morskiej wykorzystywana jest w modelu parametryzacja oparta na wzorze Monahana (Monahan and Davidson, 1986), w którym ilość emitowanych cząstek jest proporcjonalna do prędkości wiatru przy powierzchni w potęgę 3,41. Szacowane emisje siarczanów do atmosfery oparte są na bazie danych GEIA (Annual  $\text{SO}_x/\text{NO}_x$  Global Emissions Inventory) dla roku 1985, przy czym uwzględniana jest zmienność sezonowa oraz dwupoziomowa dystrybucja w pionie (Benkowitz et al., 1996). Emisje antropogeniczne konwertowane są do  $\text{SO}_2$  (95%) oraz do siarczanów w postaci cząsteczkowej ( $\text{SO}_4$ , 5%), podczas gdy cząstki pochodzenia naturalnego, dimetylosiarczan (DMS), konwertowane są w 43% na  $\text{SO}_2$  i w 57% na  $\text{SO}_4$ . W modelu NAAPS uwzględniana jest ponadto reakcja utleniania  $\text{SO}_2$  do  $\text{SO}_4^{2-}$ , która wykazuje zależność od kąta zenitalnego Słońca, szerokości geograficznej i pory roku (Christensen, 1997). Ostatni komponent, ilość aerozolu emitowanego podczas spalania biomasy, szacowany jest na podstawie danych uzyskiwanych w projekcie FLAMBE (Fire Locating and Modeling of Burning Emissions, [www.nrlmry.navy.mil/flambe/](http://www.nrlmry.navy.mil/flambe/)) (Reid et al., 2009). Oparte są one na danych pochodzących z satelitów GOES ([www.wfabba.ssec.wisc.edu/](http://www.wfabba.ssec.wisc.edu/)) i MODIS ([www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/](http://www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/)). Model NAAPS uwzględnia tylko jeden przedział wielkości cząstek aerozolu. Dostające się do atmosfery cząstki podlegają wielkoskalowej adwekcji oraz dyfuzji na skutek turbulencji, a także są usuwane z atmosfery w wyniku suchej depozycji oraz procesu wymywania. Równania adwekcji i dyfuzji rozwiązywane są dla każdego oczka siatki osobno dla różnych rodzajów cząstek przy użyciu pól meteorologicznych z modelu NOGAPS (Navy Operational



Global Atmospheric Prediction System) (Hogan and Brody, 1993). Własności optyczne aerozolu, takie jak AOD, albedo pojedynczego rozpraszania, parametr asymetrii i wykładnik Ångströma są wyznaczane dla każdego z typów aerozolu z rozdzielczością czasową równą 6 godzin (Maciszewska et al., 2010). Rozdzielczość horyzontalna modelu to  $1^\circ \times 1^\circ$ , podczas gdy w pionie zdefiniowanych zostało 25 poziomów.

Informacje na temat dystrybucji przestrzennej aerozolu uzyskać można również z systemu MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate) zaprojektowanego, między innymi, do monitoringu globalnej dystrybucji oraz transportu gazów cieplarnianych, aerozolu oraz innych zanieczyszczeń powietrza. W projekcie tym wykorzystywany jest model aerozolowy ECMWF IFS (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecasting System) (Morcrette et al., 2009). Model ten uwzględnia zarówno aerozol pochodzenia antropogenicznego jak i naturalnego, w tym sól morską, pył pustylny, sadzę, cząstki organiczne i siarczany. Cząstki soli morskiej oraz pyłu pustynnego występują w trzech przedziałach wielkości (odpowiednio:  $0,03 - 0,5 - 0,9 - 20 \mu m$  i  $0,03 - 0,55 - 0,9 - 20 \mu m$ ), natomiast sadza i materia organiczna mogą wykazywać zarówno właściwości hydrofilowe jak i hydrofobowe. Źródła cząstek aerozolu w modelu są zdefiniowane na dwa sposoby. Dla aerozolu pochodzenia naturalnego, soli morskiej i pyłu pustynnego, ilość cząstek związana jest z parametrami powierzchni ujętymi w modelu (np. wilgotność gleby, albedo powierzchni, pokrycie śniegiem, orografia i in.) (Morcrette et al., 2009). W przypadku aerozolu antropogenicznego, czyli sadzy, cząstek organicznych i siarczanów, ich ilość szacowana jest na podstawie emisji klimatologicznych. W modelu uwzględniony został transport cząstek w wyniku adwekcji, pionowej dyfuzji i konwekcji, a ich usunięcie z atmosfery może nastąpić w wyniku suchej depozycji, sedymentacji oraz mokrej depozycji (deszcze wielkoskalowe i opady konwekcyjne). Rozdzielczość horyzontalna modelu to  $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ , a w profilu pionowym uwzględnionych jest 60 warstw. Zaletą modelu MACC jest asymilacja AOD w 550 nm pochodzącej z detektora MODIS, wyznaczonej nad oceanami i ciemnymi powierzchniami ziemi (Benedetti et al., 2009). Pozwala to na korekcję rozkładów przestrzennych AOD z modelu względem obserwacji.

#### 4.1.2.3 Pomiary naziemne

Przez wzgląd na znaczące niepewności AOD uzyskiwanej z pomiarów detektorem MODIS oraz wyników modeli transportu zanieczyszczeń w prezentowanych badaniach wykonana została korekcja wartości AOD w oparciu o pomiary naziemne wykonywane w Belsku, Sopocie, Warszawie i Strzyżowie (ryc. 4.2). Stacje pomiarowe zlokalizowane w Belsku i Strzyżowie (od sierpnia 2013 roku) należą do sieci AERosol RObotic NETwork - AERONET ([www.aeronet.gsfc.nasa.gov](http://www.aeronet.gsfc.nasa.gov)), a ostatnie 3 sta-



cje - do sieci Poland-AOD ([www.polandaod.pl](http://www.polandaod.pl)).

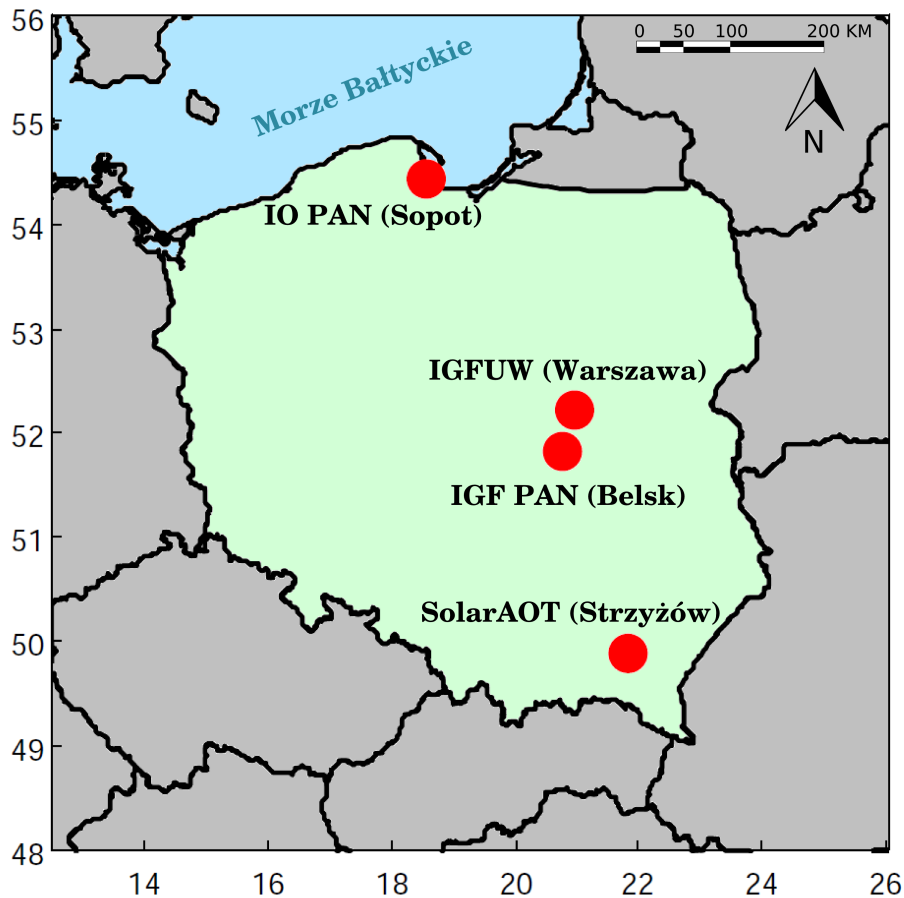
Obserwatorium Geofizyczne PAN w Belsku ( $51,836^{\circ}\text{N}$ ,  $21,789^{\circ}\text{E}$ , 180 m n.p.m.) położone jest około 50 km na południe od centrum Warszawy, około 45 km od IGFUW (Instytut Geofizyki Uniwersytetu Warszawskiego) i 2 km od miejscowości Belsk Duży (ryc. 6.2). Stacja badawcza ulokowana jest na brzegu lasu, z dala od osad ludzkich oraz ruchu drogowego, a otaczający ją teren ma charakter rolniczy (głównie sady owocowe). Obserwatorium w Belsku jest również częścią sieci badawczej EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network, [www.earlinet.org](http://www.earlinet.org)).

AERONET jest jedną z sieci pomiarów aerozolowych obejmujących swym zasięgiem największy obszar (Holben et al., 1998). Wykorzystywanym przyrządem jest fotometr słoneczny CIMEL Electronique 318A ([www.cimel.fr](http://www.cimel.fr)). CIMEL to wielokanałowy, automatyczny fotometr, który mierzy z powierzchni ziemi bezpośredni strumień promieniowania słonecznego oraz radiancję niebosłonu. Obie składowe promieniowania mierzone są na ogół dla 8 długości fali wybieranych z listy: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 936, 1020, 1640 nm. We wszystkich kanałach spektralnych poza 936 nm wyznaczana jest AOD. W przypadku kanału 936 nm szacowana jest całkowita zawartość pary wodnej w pionowej kolumnie atmosfery. Na potrzeby prowadzonych badań wykorzystane zostały dane z poziomu 2.0 z rozdzielczością czasową ok. 15 min. Na podstawie pomiarów promieniowania rozproszonego oraz metod odwrotnych (Dubovik and King, 2000) wyznaczane są dodatkowe parametry optyczne aerozolu takie jak albedo pojedynczego rozpraszania, parametr asymetrii czy funkcja fazowa oraz wielkości mikrofizyczne takie jak rozkład wielkości cząstek. Wszystkie wymienione wielkości są zdefiniowane jako średnie w pionowej kolumnie atmosfery.

Sieć badawcza Poland-AOD została oficjalnie powołana w 2011 roku (Zawadzka et al., 2013), jednak obserwacje własności optycznych aerozolu atmosferycznego oraz strumieni radiacyjnych są prowadzone już od 2007 roku. Obecnie w skład sieci wchodzi 3 stacje: Sopot (wybrzeże Bałtyku), Warszawa (centralna Polska, miejski typ środowiska) oraz Strzyżów (południowo-wschodnia Polska, środowisko wiejskie, górskie). Laboratorium Transferu Radiacyjnego (LTR) należące do Instytutu Geofizyki (Wydział Fizyki, Uniwersytet Warszawski, [www.igf.fuw.edu.pl](http://www.igf.fuw.edu.pl)) ulokowane jest na platformie umieszczonej na dachu budynku uniwersyteckiego ( $52,210^{\circ}\text{N}$ ,  $20,980^{\circ}\text{E}$ , 110 m n.p.m.). LTR stworzone zostało na potrzeby eksperymentu SAWA (SAharan dust over WARsaw) w 2005 roku (Markowicz et al., 2008).

Pomiary grubości optycznej w sieci Poland-AOD prowadzone są przy użyciu instrumentów MFR-7 (Multifilter Rotating Shadowband Radiometers) (Harrison et al., 1994), opisanych w dodatku B (str. 140).

Dodatkowo wykorzystane zostały dane zbierane podczas nieregularnych pomia-



Rycina 4.2: Lokalizacja stacji pomiarowych.

rów wykonywanych przy użyciu ręcznego fotometru słonecznego Microtops (Morys et al., 2001). W tym przypadku AOD wyznaczana jest na podstawie pomiarów bezpośredniego promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi w zakresie widzialnym i bliskiej podczerwieni (kanały: 380, 500, 675, 870, 1020 nm).

Ważnym zagadnieniem w przypadku wszystkich wymienionych instrumentów jest regularna kalibracja. Proces kalibracji wymienionych detektorów opisany został w dodatku B (str. 139 - 141).

### 4.1.3 Model transferu promieniowania

Ze względu na wysoką rozdzielczość przestrzenną danych pochodzących z detektora SEVIRI, a co za tym idzie dużą ilość pikseli, dla których wykonywane są obliczenia, wyznaczanie AOD dla całego obszaru Polski jest czasochłonne. Najbardziej rozpowszechnioną metodą optymalizacji obliczeń jest symulowanie radiancji na górnej granicy atmosfery dla różnych warunków i gromadzenie uzyskanych wyników w tablicach określanych zazwyczaj jako LUT.

Do symulacji obserwacji satelitarnych w niniejszej pracy wykorzystany został model transferu promieniowania w atmosferze 6S (Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum) (Vermote et al., 1997, 2006) w wersji wektorowej, opublikowanej w 2005 roku (6SV1.0B) (Vermote et al., 2006). Rozwiązanie równania transferu promieniowania w modelu uwzględnia rozpraszanie wielokrotne i opiera się na metodzie kolejnych przybliżeń (ang. *successive orders of scattering*, SOS) (Liou, 2002) (str. 33). Model transferu promieniowania 6S został napisany w języku programowania FORTRAN i umożliwia uwzględnienie najważniejszych czynników wpływających na propagację promieniowania w atmosferze, w tym własności optycznych atmosfery i podłoża. Obliczenia są wykonywane dla długości fal z zakresu  $0,25\text{--}4\text{ }\mu\text{m}$  i mogą być przeprowadzane tylko dla niebosłonu pozbawionego zachmurzenia. Dokładność symulacji zależy od zadanych warunków geometrycznych oraz ilości wyszczególnionych w atmosferze warstw. Domyślnie, w wykorzystywanej wersji kodu, ustawiona jest standardowa dokładność, co przekłada się na średnią niepewność obliczanej radiancji rzędu  $0,4\text{--}0,6\%$  (Vermote et al., 2006). Ponadto w niniejszej pracy model 6S użyty był w wersji skalarnej (bez uwzględnienia polaryzacji promieniowania).

Do przeprowadzenia symulacji niezbędne jest określenie zestawu danych wejściowych, tj.:

- geometrii pomiaru (położenie Słońca i satelity);
- stanu atmosfery (profile ciśnienia, temperatury, gęstości pary wodnej, stosunku zmieszania ozonu);
- charakterystyki spektralnej kanałów detektora;
- własności spektralnych powierzchni ziemi;
- własności optycznych aerozolu (funkcja fazowa, parametr asymetrii, albedo pojedynczego rozpraszania, współczynnik ekstynkcji, AOD).

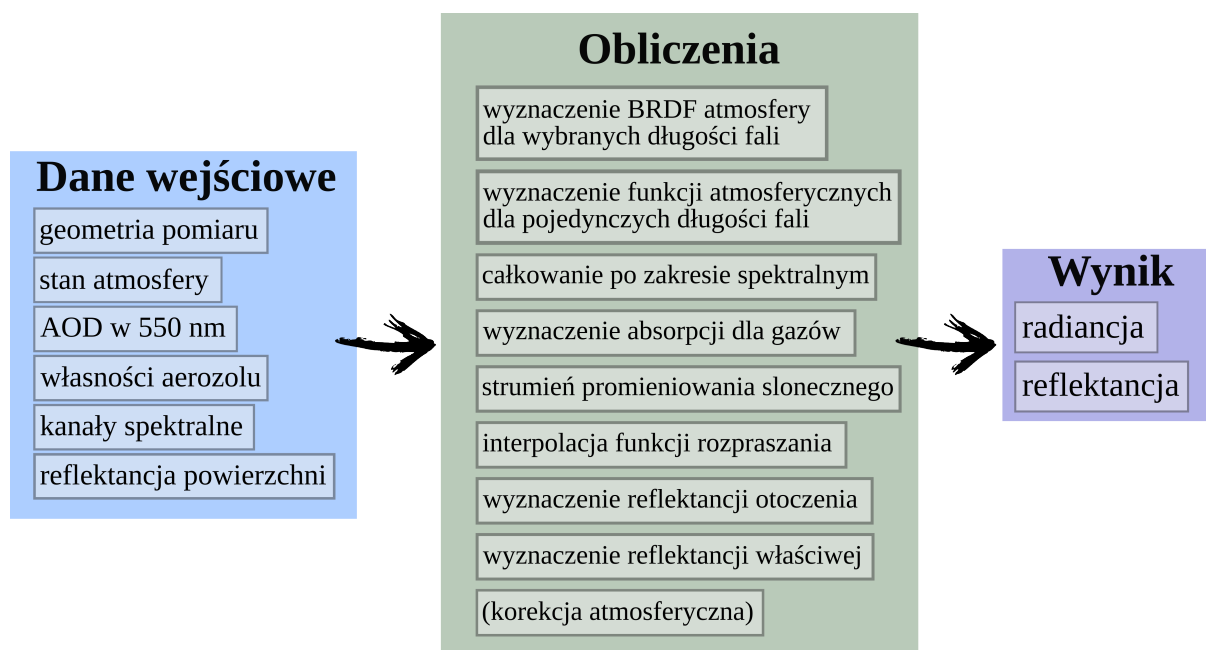
Na każdym kroku możliwe jest określenie powyższych wielkości samodzielnie przez użytkownika bądź wykorzystanie standardowych profili i opcji modelu (Vermote et al., 2006). Na podstawie danych wprowadzanych do modelu 6S liczona jest radiancja dla 20 długości fali, które są regularnie rozmieszczone w spektrum słonecznym. Uzyskane wartości są następnie interpolowane na dowolną długość fali, przy wykorzystaniu definicji wykładnika Ångströma (wzór 2.70).

Obliczenia przebiegają w następujących krokach:

- utworzenie karty wejściowej do modelu, zawierającej niezbędne dane;
- uruchomienie modelu i zapis wyników do pliku;

- odczytanie danych wyjściowych.

Na rysunku 4.3 przedstawiony jest schemat działania modelu 6S uwzględniający najważniejsze wartości wejściowe.



Rycina 4.3: Schemat działania modelu 6S.

### Geometria pomiaru

Omawiany model wykorzystywany jest zazwyczaj do symulacji sygnału satelitar- nego, jednak możliwe jest również wykonanie obliczeń dla detektora znajdującego się na powierzchni ziemi lub na pokładzie samolotu. W każdym z przypadków niezbędne jest uwzględnienie położenia detektora. Do modelu 6S zaimplementowane zostały dane dotyczące geometrii dla kilku satelitów (GOES, Landsat, SPOT, satelity NOAA). MSG2, jako stosunkowo nowy satelita, nie został uwzględniony w kodzie i niezbędne wielkości, czyli kąty zenitalne i azymutalne Słońca oraz satelity, były wyznaczone niezależnie od modelu. Obliczenia opisane zostały w dodatku A.3 (str. 136).

### Własności atmosfery

W celu określenia stanu atmosfery do modelu wprowadzane są profile ciśnienia i temperatury. Parametryzowana jest również absorpcja promieniowania przez wybra- ne gazy, jako że w wybranych zakresach spektralnych może mieć ona istotny wpływ na propagację promieniowania. W zakresie promieniowania krótkofalowego model 6S uwzględnia absorpcję przez następujące gazy:  $O_2$ ,  $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  i  $NO_2$ . Przyjęto, że cząstki  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  i  $NO_2$  mają stały stosunek zmieszania z wysokością. W celu

parametryzacji własności tych gazów w pionowej kolumnie w modelu 6S użyty został model HITRAN (High-resolution TRANsmission molecular absorption database) (Rothman et al., 1987). Zmienność spektralna absorpcji określona jest w przedziałach o szerokości  $10\text{ cm}^{-1}$ .

W przypadku pary wodnej i ozonu należy wziąć pod uwagę większą zmienność czasową oraz przestrzenną zawartości tych gazów w atmosferze. Model 6S umożliwia wykorzystanie standardowych profili atmosferycznych (np. dla lata lub zimy w średnich szerokościach geograficznych), obejmujących stosunek zmieszania ozonu i gęstość pary wodnej, jak również temperaturę i ciśnienie atmosferyczne. Inne opcje to wprowadzenie własnych pionowych profili wszystkich wymienionych wielkości bądź podanie jedynie całkowitej zawartości ozonu i pary wodnej, które będą następnie użyte do skalowania podstawowego profilu. Jako standardowy profil w modelu 6S wykorzystywany jest profil US62 (*U.S. standard atmosphere in 1962*) (US62, 1962).

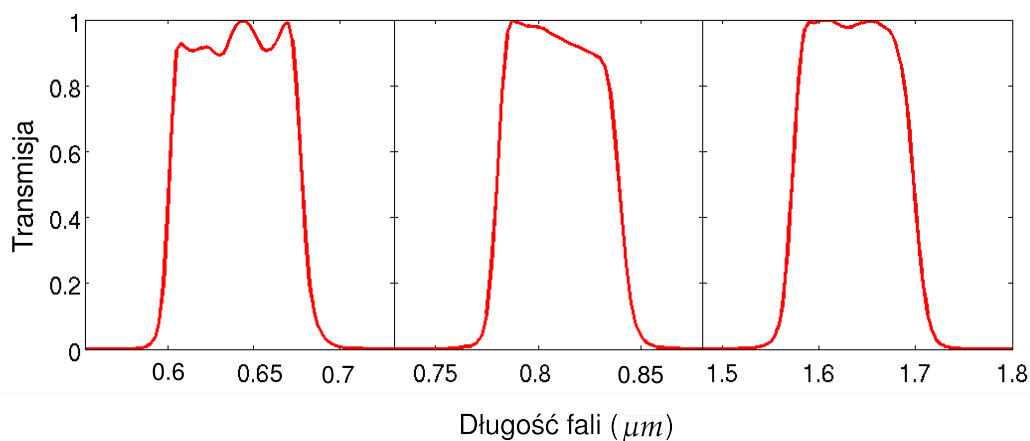
W opisywanych badaniach wykorzystana została opcja umożliwiająca wprowadzenie do modelu jedynie całkowitych zawartości  $\text{O}_3$  i  $\text{H}_2\text{O}$ , zatem profile pionowe tych związków, jak również profile temperatury i ciśnienia pochodzą z modelu US62. Jest to optymalny wybór, gdyż w zakresie spektralnym kanałów 1 i 3 para wodna i ozon mają niewielki wpływ na transmisję promieniowania.

### **Charakterystyka spektralna kanałów**

Kolejnym rozpatrywanym czynnikiem jest odpowiedź spektralna wykorzystywanych pasm. Model 6S umożliwia wybór standardowego kanału dla wybranych satelitów, takich jak GOES, MODIS, POLDER, MERIS i in. Inną opcją jest wprowadzenie funkcji filtrującej dla pasma definiowanego przez użytkownika lub zadanie warunków monochromatycznych. Podobnie jak w przypadku geometrii pomiaru charakterystyka kanałów MSG2 nie została uprzednio zaimplementowana do modelu, wobec czego niezbędne wartości muszą być podane przez użytkownika. Dla każdego wykorzystywanego w obliczeniach pasma wprowadzane są zatem minimalne i maksymalne długości fali oraz funkcja filtrująca (rozdzielczość  $0,0025\text{ }\mu\text{m}$ ), która opisuje odpowiedź detektora w danym zakresie spektralnym (ryc. 4.4). Dane zostały zaczerpnięte z dokumentu EUMETSATu „Spectral responses for Meteosat Second Generation (MSG)” ([www.eumetsat.int/website/home/Data/Products/Calibration/MSGCalibration/](http://www.eumetsat.int/website/home/Data/Products/Calibration/MSGCalibration/)).

### **Własności spektralne powierzchni ziemi**

Bardzo ważnym parametrem w symulacjach radiancji są własności spektralne podłoża. Model 6S umożliwia parametryzację refleksyjności podłoża na kilka sposobów. Pierwszym krokiem jest wybór jednorodności powierzchni. Dla obszarów, które cha-



Rycina 4.4: Funkcja filtrująca dla 3 kanałów SEVIRI.

rakteryzuje jeden typ podłoża, dostępne są do wyboru 4 modele pokrycia terenu: roślinność, woda słona, piasek oraz woda słodka, dla których krzywe odbicia są zaimplementowane do modelu. Możliwe jest także opisanie własności podłoża przy użyciu funkcji BRDF, przy czym model 6S posiada 10 wbudowanych modeli BRDF. Wykorzystanie w obliczeniach każdego z modeli wymaga wprowadzenia specyficznych dla wybranego schematu współczynników.

Jeśli natomiast w obliczeniach rozważana jest powierzchnia niejednorodna, wówczas albo określa się albedo dla badanego obiektu, jego promień w kilometrach oraz albedo otoczenia albo wybiera się rodzaje obydwu powierzchni spośród predefiniowanych typów. Ponadto w każdej z opisanych opcji możliwe jest zadanie funkcji refleksyjności przez użytkownika.

Parametryzacja refleksyjności powierzchni ziemi wykorzystana w niniejszej pracy opisana została w dalszej części rozdziału (str. 67, 71).

## Własności aerozolu

Model 6S udostępnia kilka opcji zdefiniowania własności optycznych aerozolu atmosferycznego. Podstawowym założeniem jest sferyczność i jednorodność cząstek. Ponadto przyjmuje się, że tworzą one tzw. mieszaninę zewnętrzną. Określenia własności optycznych aerozolu można dokonać po pierwsze poprzez wybór jednego ze standardowych typów aerozolu (morski, kontynentalny, miejski, pustynny, stratosferyczny, biogeniczny). Możliwe jest również stworzenie własnych klas aerozolu poprzez określenie składu procentowego mieszaniny 4 składników (pył pustynny, cząstki rozpuszczalne w wodzie, sól morską, sadza). Kolejną opcją jest wykorzystanie jednego z rozkładów wielkości cząstek (wielomodalny log-normalny, gamma, Junge lub uzyskany na podstawie pomiarów fotometrycznych). Ponadto istnieje również możliwość



wprowadzenia profilu AOD, co umożliwia integrację symulacji z danymi pozyskanymi z lidaru.

W prezentowanych badaniach parametry optyczne aerozolu są wyznaczane niezależnie od modelu i wprowadzane w postaci zewnętrznego pliku.

#### 4.1.4 Look-up tables

Na podstawie obliczeń uwzględniających zmienność szeregu parametrów utworzone zostały LUT dla kanałów 0,6  $\mu\text{m}$  i 1,6  $\mu\text{m}$ . Wziętych pod uwagę zostało osiem najważniejszych zmiennych, których wartości zaprezentowane zostały w tabeli 4.1.

Parametr	Wartości	
AOD	635 nm	0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.10, 0.12, 0.14, 0.16, 0.18, 0.20, 0.22, 0.24, 0.28, 0.32, 0.36, 0.40, 0.44, 0.48, 0.56, 0.69, 0.81
	1640 nm	0.005, 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.12, 0.14, 0.16, 0.18, 0.2, 0.22, 0.24, 0.26, 0.28, 0.3
$\omega$	635 nm 1640 nm	0.8, 0.85, 0.9, 0.95, 1
g		0.55, 0.6, 0.65, 0.7, 0.75
$\theta_s$		20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75
$\Delta\phi$		0, 7.5, 15, 22.5, 30, 37.5, 45, 52.5, 60, 67.5, 75, 82.5, 90, 97.5, 105, 112.5, 120, 127.5, 135
$\theta_v$		55, 58, 61, 64, 67
TWV		0.5, 4
$\rho^{\text{surf}}$	635 nm	0.015, 0.04, 0.065, 0.09, 0.115, 0.14, 0.165, 0.19, 0.215, 0.24, 0.265, 0.29
	1640 nm	0.04, 0.065, 0.09, 0.115, 0.14, 0.165, 0.19, 0.215, 0.24, 0.265, 0.29, 0.315, 0.34, 0.365, 0.39, 0.45, 0.5

Tabela 4.1: Struktura LUT. Albedo pojedynczego rozpraszania ( $\omega$ ) i parametr asymetrii (g) podane dla długości fali 550 nm, reflektancja powierzchni ( $\rho^{\text{surf}}$ ) oraz AOD dla długości fali 635 nm; kąt zenitalny słońca ( $\theta_s$ ), względny kąt azymutalny ( $\Delta\phi$ ), kąt zenitalny satelity ( $\theta_v$ ); całkowita zawartość pary wodnej ( $\text{H}_2\text{O}$ ) w  $\text{g}/\text{cm}^2$ .

Pierwszy krok obejmuje scharakteryzowanie warunków geometrycznych. Pozycje słońca i detektora satelitarnego opisują trzy kąty: kąt zenitalny słońca ( $\theta_s$ ), względny kąt azymutalny ( $\Delta\phi$ ) oraz kąt zenitalny satelity ( $\theta_v$ ). W symulacjach brane pod uwagę były jedynie kąty występujące dla terytorium Polski (patrz tabela 4.1). Następnie definiowane są własności atmosfery. W przypadku ozonu stratosferycznego przyjęta została średnia zawartość ozonu w pionowej kolumnie atmosfery jako 350 DU. W przypadku pary wodnej uwzględniane były dwie wartości: 0,5 i 4  $\text{g}/\text{cm}^2$ , odpowiadające bardzo suchej i bardzo wilgotnej atmosferze. Ograniczenie jedynie do średniej zawartości ozonu

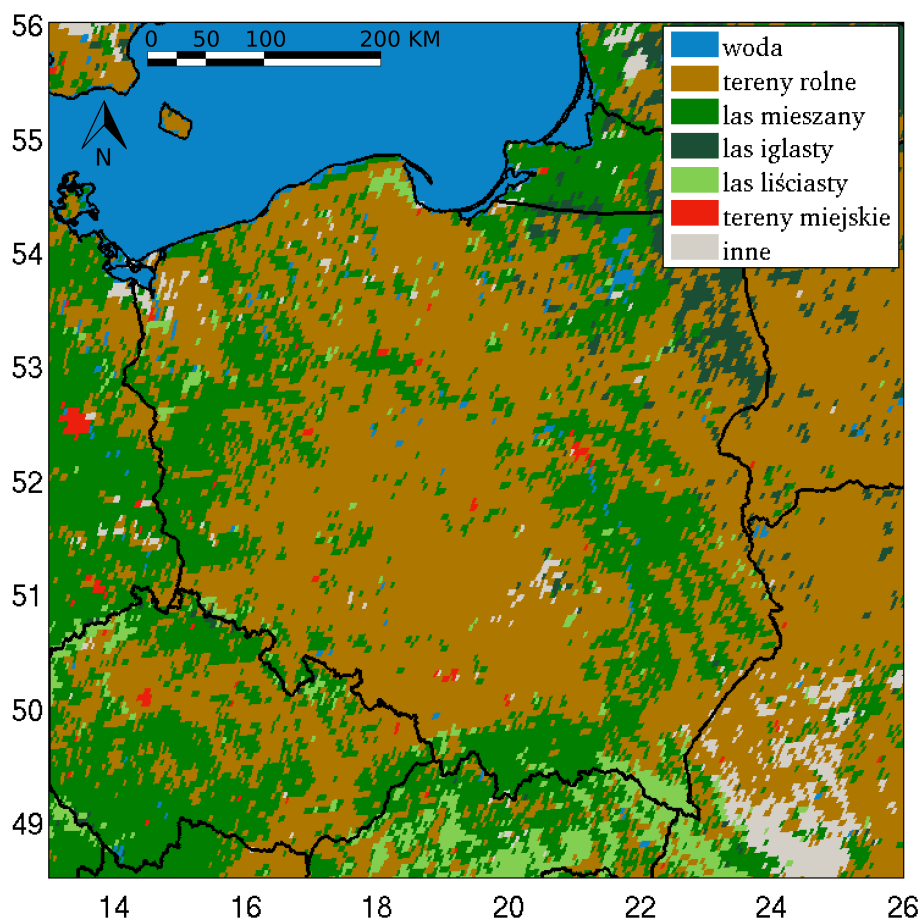
oraz dwóch skrajnych przypadków zawartości pary wodnej jest w pełni wystarczające, gdyż zarówno w kanale 1 jak i 3 wpływ tej wielkości na radiancję satelitarną jest niewielki (Zawadzka and Markowicz, 2011). Rozkład pionowy ozonu oraz pary wodnej opisany został przy pomocy profilu *US62*, zaproponowanego dla strefy umiarkowanej w modelu 6S. Wyznaczenie korekcji atmosferycznej wymaga ponadto scharakteryzowania własności optycznych aerozolu atmosferycznego. W przeprowadzonych symulacjach uwzględnione zostały zmiany następujących parametrów optycznych: AOD, albedo pojedynczego rozpraszania, parametru asymetrii i funkcji fazowej. W przypadku zmian własności optycznych z wysokością założono taki sam (wykładniczy) profil współczynnika ekstynkcji dla wszystkich symulacji. Pozostałe wielkości optyczne były niezmiennie z wysokością. Jako że AOD nad Polską oscyluje zazwyczaj w granicach 0,05-0,9 (dla 550 nm) wybranych zostało 21 wartości AOD z nieregularnym krokiem. W przypadku kolejnego parametru, albedo pojedynczego rozpraszania, obliczenia wykonane zostały dla wartości z zakresu 0,8 – 1 z krokiem 0,05. Parametr asymetrii, który mówi o preferowanym kierunku rozproszenia (przód lub tył) fotonów padających na cząstki aerozolu atmosferycznego, przyjmował wartości od 0,55 do 0,75 z krokiem 0,05. Natomiast kształt funkcji fazowej opisany został przez parametr asymetrii w oparciu o relację Henyeya – Greensteina (Henyey and Greenstein (1941), wzór 2.67).

Struktura LUT jest wynikiem kompromisu pomiędzy rozmiarem macierzy, czasem obliczeń, krokiem parametrów, a także czułością symulowanej radiancji na górnej granicy atmosfery ze względu na wielkości fizyczne będące na wejściu do modelu.

#### 4.1.5 Dodatkowe dane

Wyznaczanie AOD z pomiarów satelitarnych wymaga dostarczenia informacji na temat własności optycznych powierzchni ziemi jak również typu podłoża. Do zdefiniowania rodzaju pokrycia terenu w Polsce w poniższej pracy wykorzystana została baza danych Land Cover Map for Europe (Hartley et al., 2000) stworzona przez United States Geological Survey (USGS) w oparciu o pomiary satelitarne systemu SPOT-Vegetation ([www.spot-vegetation.com](http://www.spot-vegetation.com)). W bazie danych wyróżnionych zostało 100 typów podłoża. Na podstawie mapy o rozdzielczości przestrzennej 1 km wybrane zostały dominujące typy podłoża dla obszarów odpowiadających powierzchni piksela SEVIRI (ryc. 4.5). Na terenie Polski wyodrębnionych zostało 6 głównych rodzajów pokrycia terenu: obszary rolne, lasy: mieszane, liściaste i iglaste, woda i obszary miejskie. Pozostałe pojedyncze piksele zakwalifikowane zostały do kategorii inne. Uzyskane dane umożliwiły oszacowanie refleksyjności powierzchni w kolejnym kroku, w sposób opisany w sekcji 4.2.2.





Rycina 4.5: Mapa pokrycia terenu.

## 4.2 Konstrukcja algorytmów

Poniżej zaprezentowane są dwa algorytmy służące do wyznaczania własności optycznych aerozolu atmosferycznego na podstawie synergii danych satelitarnych oraz obserwacji naziemnych (ryc. 4.1). Pierwszy krok w obydwu przypadkach obejmuje usunięcie pikseli zachmurzonych. W tym celu wykorzystywana jest maska chmurowa stworzona dla danych pochodzących z detektora SEVIRI przez Riedi and Nicolas (2005). Do przeprowadzenia obliczeń niezbędne są następujące dane: refleksyjność (kanały: 635, 865, 1640 nm), wariancja refleksyjności (obszar 3x3 piksele, kanały: 635 i 865 nm) oraz temperatura radiacyjna (kanały: 3,9; 8,7; 10,8; 12  $\mu\text{m}$ ). W rezultacie każdemu pikselowi przyporządkowane zostają cyfry od 0 do 4, oznaczające: 0 - piksel bezchmurny, 1 - piksel prawdopodobnie bezchmurny, 2 - piksel prawdopodobnie zachmurzony, 3 - piksel zachmurzony, 4 - brzeg chmury. Do dalszych obliczeń używane są jedynie piksele oznaczone 0 lub 1. Piksele zaklasyfikowane jako prawdopodobnie bezchmurne są brane pod uwagę, gdyż dla godzin porannych, ze względu na geometrię położenia słońca i wysoką masę optyczną atmosfery, pikselom czystym jest często przypisywana

flaga 1.

### 4.2.1 Algorytm 1-kanalowy

W przypadku 1-kanalowej wersji algorytmu do oszacowania refleksyjności powierzchni wykorzystane zostały pomiary refleksyjności na górnej granicy atmosfery wykonane przez detektor SEVIRI oraz informacje na temat własności optycznych aerozolu atmosferycznego podczas dni z bardzo niskimi wartościami AOD (dni referencyjne). Ponadto, w celu umożliwienia analizy zmienności przestrzennej AOD jako dni referencyjne wybrane zostały jedynie przypadki, dla których przynajmniej połowa terytorium Polski była bezchmurna. Pomimo niskich wartości AOD (poniżej 0,1 w 500 nm), a w efekcie stosunkowo niewielkiego oddziaływania aerozolu na propagację promieniowania słonecznego w atmosferze, eliminacja wpływu składników atmosfery, ze szczególnym uwzględnieniem aerozolu atmosferycznego, na wartość radiancji mierzonej przez detektory satelitarne jest nieodzowna. W obliczeniach wykorzystane zostały informacje na temat zmienności przestrzennej AOD ( $\tau_{ref}$ ) pozyskane z detektora MODIS lub jednego z modeli (NAAPS, MACC). Dodatkowo dane te skorygowano przy użyciu pomiarów naziemnych prowadzonych w czterech stacjach (str. 60). Albedo pojedynczego rozpraszania oraz parametr asymetrii przyjęto na podstawie danych z modelu NAAPS lub MACC. W przypadku wykorzystania danych z detektora MODIS jako tła AOD w dniu referencyjnym albedo pojedynczego rozpraszania miało stałą wartość równą 0,96, a parametr asymetrii był wyznaczany na podstawie relacji z współczynnikiem Ångströma mierzonym za pomocą fotometru słonecznego (Anikin et al., 2002). W przypadku zawartości pary wodnej przyjęta została stała wartość ( $1 \text{ g/cm}^2$ ), gdyż parametr ten ma marginalny wpływ na radiancję mierzoną na górnej granicy atmosfery w 635 nm.

W kolejnym kroku algorytmu wyznaczana jest refleksyjność podłoża poprzez minimalizację funkcji kosztu zdefiniowanej jako różnicę radiancji zmierzonej przez satelitę i radiancji symulowanej dla długości fali 635 nm. W przypadku wielkości symulowanych wykorzystano bazę danych LUT. Głównym problemem w tym przypadku, ze względu na bardzo dużą ilość elementów zawartych w LUT (ponad 14 milionów), okazało się opracowanie metody interpolacyjnej. W pierwszym etapie, dla każdej wielkości fizycznej określana jest mniejsza oraz większa wartość spośród tych znajdujących się w LUT. Do dalszych obliczeń wykorzystywane są jedynie elementy LUT zawierające rozwiązania dla wybranych we wcześniejszym kroku przedziałów. Zabieg ten umożliwia znaczne przyspieszenie wykonywanej później liniowej interpolacji wielowymiarowej. Ostatnim etapem jest znalezienie rozwiązania minimalizującego funkcję kosztu. Do minimalizacji używana jest funkcja MATLABa `fminbnd`, oparta na metodzie złotego

podziału oraz parabolicznej interpolacji (Brent, 1973).

Ostatnia część algorytmu 1-kanalowego odpowiada za wyznaczanie AOD dowolnego dnia w oparciu o minimalizację funkcji kosztu zdefiniowanej w sposób analogiczny do opisanego powyżej. W tym przypadku zakłada się, że refleksyjność powierzchni ziemi w rozdzielczości przestrzennej detektora SEVIRI nie zmienia się znacząco w przedziale  $\pm 10$  dni.

#### **4.2.2 Algorytm 2-kanalowy**

Druga metoda wyznaczania AOD bazuje na danych obejmujących informacje na temat rodzaju pokrycia terenu, uzyskanych z bazy Land Cover Map for Europe (Hartley et al., 2000). Po odrzuceniu pikseli oznaczonych jako zachmurzone definiowane są różne typy powierzchni występujące na terenie Polski. W kolejnym kroku wyznacza się dominujący typ pokrycia podłoża dla obszarów równych wielkości piksela SEVIRI. Dla dnia referencyjnego wyznaczana jest refleksyjność powierzchni w kanałach 0,635 i 1,64  $\mu\text{m}$ , w sposób analogiczny do przedstawionego dla metody 1-kanalowej. Użyte wartości wykorzystywane są do wyznaczenia regresji liniowej dla każdego ze zdefiniowanych typów powierzchni. Kolejny etap obliczeń wymaga założenia, że uzyskana zależność liniowa pomiędzy refleksyjnością w wymienionych kanałach nie ulega znaczącej zmianie w przedziale 10 dni. Ponadto przyjmuje się, że aerosol ma znikomy wpływ na refleksyjność obserwowaną na górnej granicy atmosfery w kanale 3, nawet jeśli w zakresie widzialnym AOD osiąga wysokie wartości. Powyższe założenia pozwalają na oszacowanie refleksyjności powierzchni w kanale 1,64  $\mu\text{m}$  bazując na pomiarach refleksyjności na górnej granicy atmosfery. Następnie w oparciu o liniową relację wyznaczoną dla dnia referencyjnego obliczana jest refleksyjność powierzchni w kanale 0,635  $\mu\text{m}$  dla dowolnego dnia. Warto podkreślić fakt, że w przypadku wersji 2-kanalowej nie jest tracona informacja o AOD w pikselach, które były oznaczone jako zachmurzone w dniu referencyjnym. Jest to możliwe dzięki wyznaczaniu relacji między refleksyjnością w dwóch kanałach dla danego typu pokrycia terenu, a nie dla pojedynczych pikseli.

#### **4.2.3 Wyznaczanie zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym**

Do określenia zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym wykorzystana została metoda optymalnej interpolacji (Rodgers, 2000). Wektor  $x$ , zawierający skorygowane wartości AOD, można wyznaczyć jako zaburzenie wartości nieskorygowanych (dane z detektora MODIS lub jednego z modeli: NAAPS lub MACC)  $x_a$  na podstawie równania

$$x = x_a + \delta x, \quad (4.1)$$

gdzie  $\delta x$  oznacza poprawkę do pola pierwszego przybliżenia zdefiniowaną jako

$$\delta x = \mathbf{K}(y - F(x_a)), \quad (4.2)$$

przy czym  $y$  to wektor obserwacji fotometrycznych,  $F$  oznacza model bezpośredni a  $\mathbf{K}$  jest macierzą wagową. Dla optymalnej metody najmniejszych kwadratów  $\mathbf{K}$  można wyznaczyć z zależności

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}_a F^T (F \mathbf{S}_a F^T + \mathbf{S}_y)^{-1}, \quad (4.3)$$

gdzie  $\mathbf{S}_y$  i  $\mathbf{S}_a$  odpowiadają symetrycznym macierzom kowariancji błędów obserwacji oraz błędów pierwszego przybliżenia. Macierz kowariancji błędów obserwacji została zdefiniowana jako macierz diagonalna składająca się z wariancji niepewności AOD. Niepewności pomiarów naziemnych AOD zostały przyjęte jako równe 0,025 dla radiometru MFR-7 oraz 0,015 i 0,01, odpowiednio dla fotometru Microtops oraz CIMEL. Macierz kowariancji pierwszego przybliżenia przyjmuje następującą formę

$$\mathbf{B} = \sigma_b^2 \begin{bmatrix} 1 & \eta_{12} & \dots \\ \eta_{21} & 1 & \dots \\ \dots & \dots & \dots \end{bmatrix}, \quad (4.4)$$

gdzie  $\sigma_b^2$  to kwadrat niepewności rozkładu przestrzennego AOD (0,05 dla MODIS-a, MACC-a i NAAPS-a), a  $\eta_{ij}$  oznacza współczynnik korelacji pola tła pomiędzy punktami przestrzennymi  $i$  i  $j$ . Współczynniki te zdefiniowane zostały przy użyciu funkcji Gaussa

$$\eta_{ij} = \exp\left(\frac{-r_{ij}^2}{R^2}\right), \quad (4.5)$$

gdzie  $\eta_{ij}$  jest miarą odległości między punktami  $i$  i  $j$  a  $R$  definiuje promień wpływu. W przypadku zmienności przestrzennej AOD promień wpływu został przyjęty jako równy 100 km. W tym zakresie pole AOD uzyskane z danych z MODIS-a, MACC-a lub NAAPS-a zostało skorygowane przy wykorzystaniu bardziej precyzyjnych informacji pochodzących z obserwacji naziemnych. Ilość punktów pomiarowych AOD na powierzchni ziemi, zwłaszcza w zachodniej części Polski, jest zbyt mała, by znacząco poprawić jakość danych aerozolowych. Należy jednak zauważyć, że informacja ta jest

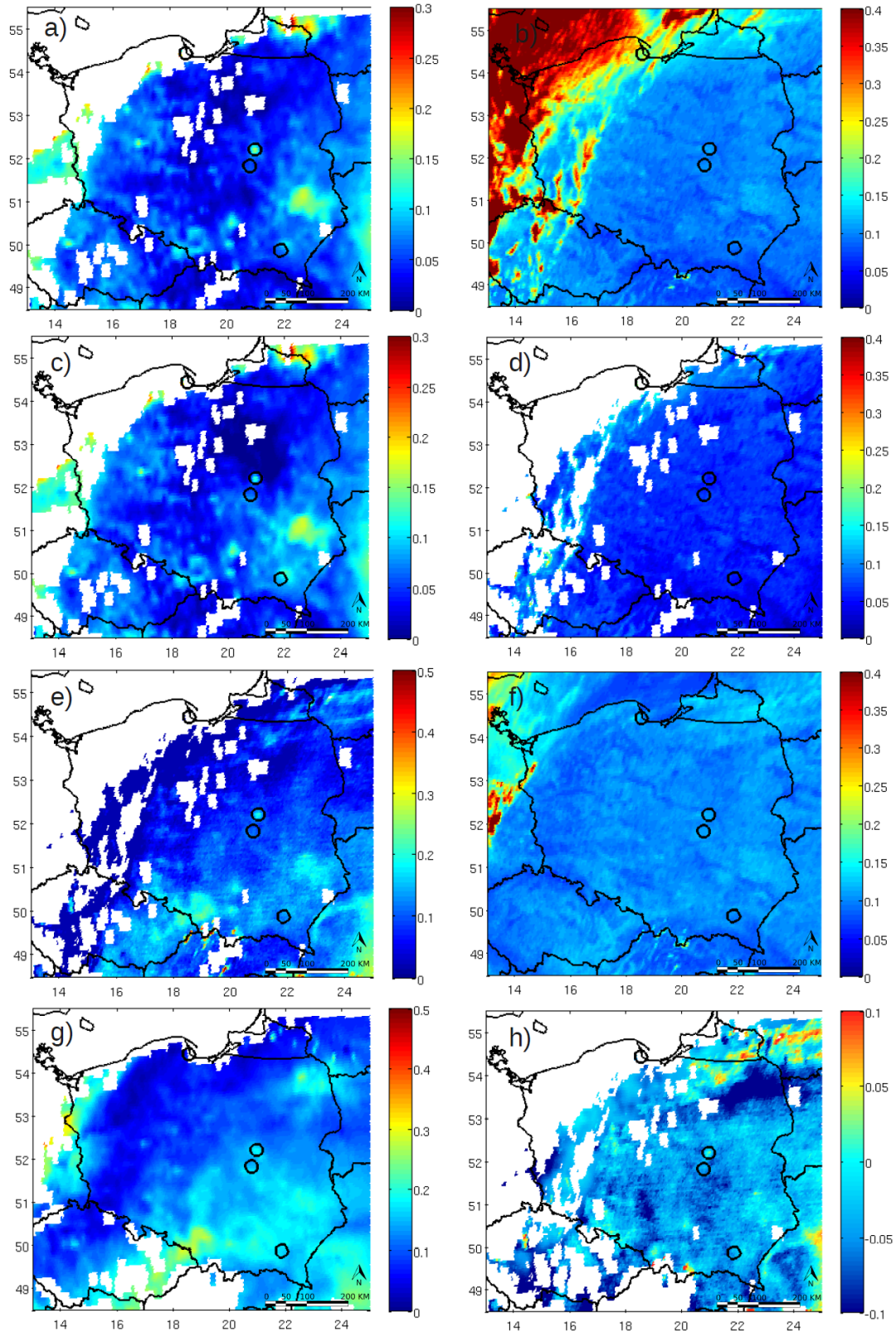
niezbędna tylko dla dni referencyjnych, które charakteryzują się zazwyczaj horyzontalną jednorodnością mas powietrza, związaną z napływem mas powietrza arktycznych lub polarno-morskich. W przypadkach tych PBL jest niska i tym samym ma małe zdolności do akumulacji zanieczyszczeń.

Przykładowy przebieg procesu wyznaczania refleksyjności powierzchni oraz AOD zaprezentowany został na rycinie 4.6. Dla dnia referencyjnego AOD z detektora MODIS (ryc. 4.6 a) została poprawiona w procesie optymalnej interpolacji (ryc. 4.6 c). Uzyskana wartość oraz refleksyjność zmierzona na górnej granicy atmosfery (ryc. 4.6 b) pozwalają na wyznaczenie refleksyjności powierzchni (ryc. 4.6 d), która z kolei może zostać wykorzystana do określenia wartości AOD w innym dniu. Wyniki uzyskane na podstawie danych z SEVIRI (ryc. 4.6 g) oraz AOD pochodząca z detektora MODIS (ryc. 4.6 e) zostały porównane na rycinie 4.6 h). Dla większości obszarów Polski różnica ta mieści się w przedziale od -0,02 do 0,02. Ponadto zobrażowana została refleksyjność TOA dla dnia 3 maja 2009 (ryc. 4.6 f).

### 4.3 Analiza błędów metody 1- oraz 2-kanalowej

W celu określenia poprawności zaprojektowanych algorytmów przeprowadzone zostały testy wrażliwości wyznaczanego AOD ( $\tau_{ret}$ ) na parametry wejściowe modelu. W pierwszym kroku analizowany był wpływ niepewności własności optycznych aerozolu (albedo pojedynczego rozpraszania  $\omega$  i parametru asymetrii  $g$ ) przy ustalonym kącie zenitalnym słońca  $\theta_s$  oraz względnym kącie azymutalnym  $\Delta\varphi$  na błędy AOD. W tabeli 4.2 zaprezentowane zostały wyniki symulacji wykonanych dla 3 różnych wartości AOD: 0,2, 0,5 i 1. Niepewność  $\omega$  i  $g$  przyjęta została jako równa  $\pm 0,05$ . Wybrana wartość zapewnia uwzględnienie zakresu zmienności obydwu parametrów (0,8-1 dla  $\omega$  i 0,6-0,7 dla  $g$ ). Zaznaczyć należy, że podane zakresy wartości odnoszą się do pomiarów uśrednionych w pionowej kolumnie atmosfery. W przypadku obserwacji prowadzonych lokalnie przy powierzchni ziemi w pewnych warunkach mogą być odnotowywane również wartości spoza podanych przedziałów. Dla przyjętej niepewności  $\omega$  i  $g$  zaobserwować można 3-7% różnicy między rezultatami obliczeń dla porannych oraz południowych warunków geometrycznych. Uzyskane wyniki zależą również od własności spektralnych powierzchni. Dla wartości refleksyjności powierzchni z zakresu 0,02-0,05 niepewności AOD wynoszą od 9 do 17% dla geometrii porannej oraz 12-35% dla warunków południowych. Jeśli rozważane są wysokie wartości refleksyjności powierzchni (0,1) różnice mogą sięgać 50%. W zależności od stopnia zanieczyszczenia atmosfery niepewności AOD spowodowane błędem pomiarowym  $\omega$  różnią się o kilka procent (3-5%). W przypadku  $g$  stan atmosfery ma niewielki wpływ na różnice





Rycina 4.6: Etapy wyznaczania refleksyjności powierzchni oraz grubości optycznej aerozolu w oparciu o dane dla godziny 07:00 UTC: dla 28 kwietnia 2009 r. (dzień referencyjny): a) AOD MODIS, b) refleksyjność TOA SEVIRI, c) AOD MODIS po optymalnej interpolacji, d) wyznaczona refleksyjność powierzchni; dla 3 maja 2009 r.: e) AOD MODIS, f) refleksyjność TOA SEVIRI, g) AOD SEVIRI, h) porównanie AOD z SEVIRI i z MODIS-a.

			$\rho^{surf}$					
			0,02		0,05		0,1	
			Kąt zenitalny słońca ( $\theta_s$ ) i względny kąt azymutalny ( $\Delta\varphi$ )					
			$\theta_s=30^0$	$\theta_s=60^0$	$\theta_s=30^0$	$\theta_s=60^0$	$\theta_s=30^0$	$\theta_s=60^0$
			$\Delta\varphi=0^0$	$\Delta\varphi=100^0$	$\Delta\varphi=0^0$	$\Delta\varphi=100^0$	$\Delta\varphi=0^0$	$\Delta\varphi=100^0$
Parametr	Wartość i zaburzenie	$\tau_{ret}$	Niepewność $\tau_{ret}$ (%)					
$\omega$	0,95±0,05	0,2	12	9	19	11	49	15
		0,5	15	13	22	16	42	20
		1	18	27	29	31	50	42
g	0,65±0,05	0,2	21	16	24	17	37	18
		0,5	21	17	24	17	32	19
		1	23	20	26	21	33	24
$\rho^{surf}$	0,02±0,01	0,2	50	12	-	-	-	-
		0,5	16	5	-	-	-	-
		1	7	3	-	-	-	-
	0,05±0,01	0,2	-	-	62	14	-	-
		0,5	-	-	19	5	-	-
		1	-	-	7	3	-	-
	0,1±0,01	0,2	-	-	-	-	-	16
		0,5	-	-	-	-	28	6
		1	-	-	-	-	10	3

Tabela 4.2: Niepewności wyznaczonej AOD ( $\tau_{ret}$ ) (%) dla perturbacji różnych parametrów wejściowych. AOD ( $\tau$ ), albedo pojedynczego rozpraszania ( $\omega$ ), parametr asymetrii ( $g$ ) i refleksyjność powierzchni ( $\rho^{surf}$ ) podane są dla długości fali 550 nm. Kąt zenitalny Słońca ( $\theta_s$ ) oraz względny kąt azymutalny ( $\Delta\varphi$ ), dane w stopniach, odnoszą się do warunków geometrycznych wczesnoporannych ( $\theta_s = 60^\circ, \Delta\varphi = 100^\circ$ ) lub południowych ( $\theta_s = 30^\circ, \Delta\varphi = 0^\circ$ ).

niepewności AOD.

Kolejny test dotyczył określenia znaczenia dokładności oszacowania refleksyjności powierzchni  $\rho^{surf}$ . Przeprowadzone zostały symulacje dla 3 wartości  $\rho^{surf}$ : 0,02, 0,05 i 0,1, przy czym niepewność refleksyjności podłoża przyjęta została jako równa  $\pm 0,01$ . Ze względu na silną zależność dwukierunkowego współczynnika odbicia od kątów padania i odbicia promieniowania znaczny wpływ na refleksyjność powierzchni ma geometria położenia Słońca i satelity. Dla godzin porannych błąd AOD wynosi około 12-16% dla względnie czystego dnia ( $\tau = 0,2$ ) oraz około 5% dla bardziej zanieczyszczonej atmosfery ( $\tau = 0,5$ ). W przypadku godzin południowych różnica między założoną a wyznaczoną grubością optyczną jest większa niż 50% dla  $\tau = 0,2$ , a dla  $\tau = 0,5$  wynosi

16-28%. Generalnie niepewność wyznaczanej AOD rośnie wraz ze wzrostem refleksyjności powierzchni. Dla obszaru Polski, dla geometrii skanowania detektora SEVIRI, zaobserwować można dobowy cykl refleksyjności powierzchni, z minimum występującym około godziny 7:00-8:00 UTC oraz maksimum około 14:00 UTC. Umieszczenie maksimum jest związane z silnym efektem „hot spot” występującym dla wegetacji.

Ostatni z prezentowanych testów dotyczy wpływu AOD przyjętej w dniu referencyjnym ( $\tau_{ref}$ ) na AOD wyznaczoną dla dnia zanieczyszczonego ( $\tau_{ret}$ ). Wyniki testu zaprezentowane w tabeli 4.3 sugerują, że wpływ  $\tau_{ref}$  jest stosunkowo niewielki, zwłaszcza gdy różnica między zawartością aerozolu w atmosferze pomiędzy dniem referencyjnym a zanieczyszczonym jest duża ( $\tau_{ret} = 0,5$ ). W tym przypadku niepewności wyznaczonej AOD wynoszą od 2% (dla błędu pomiarowego  $\pm 0,01$  dla przyjętego  $\tau_{ref}$ ) do 8-9% (dla błędu pomiarowego  $\pm 0,05$  dla przyjętego  $\tau_{ref}$ ). Jeśli natomiast obliczenia prowadzone są dla dnia obliczeniowego ze stosunkowo niewielką ilością aerozolu w atmosferze ( $\tau_{ret} = 0,2$ ), niepewności wyznaczonej AOD wahają się między 4% a 23% dla błędu pomiarowego  $\tau_{ref}$  równego odpowiednio 0,01 i 0,05.

$\tau_{ref}$	0,05				0,1			
Zaburzenie $\tau_{ref}$	$\pm 0,01$		$\pm 0,05$		$\pm 0,01$		$\pm 0,05$	
$\tau_{ret}$	0,2	0,5	0,2	0,5	0,2	0,5	0,2	0,5
Niepewność $\tau_{ret}$ (%)	4	2	21	8	5	2	23	9

Tabela 4.3: Niepewności AOD wyznaczonej dla dnia zanieczyszczonego ( $\tau_{ret}$ ) (%) jako funkcja wartości oraz niepewności AOD z dnia referencyjnego. Wszystkie wartości podane zostały dla długości fali 550 nm, a obliczenia wykonywane były dla warunków geometrycznych wczesnoporannych ( $\theta_s = 60^\circ$ ,  $\Delta\varphi = 100^\circ$ ).

Dodatkowo w przypadku algorytmu 2 kanałowego testowana była wrażliwość wyznaczanej AOD na założenie, że aerozol ma zaniedbywalny wpływ na radiancję na górnej granicy atmosfery mierzoną w kanale  $1,6 \mu m$ . Wyniki symulacji pokazują, że dla wykładnika Ångströma równego 1,5 oraz 0,5 niepewności wyznaczanej AOD wynoszą odpowiednio 0,15% i 1,1% dla AOD w 500 nm równej 0,2 oraz 1,1% i 4,1% dla AOD równej 0,5. Nawet dla wysokich wartości AOD i niskiego wykładnika Ångströma pominięcie wpływu aerozolu w kanale  $1,6 \mu m$  ma znacząco niższy wkład do niepewności wyznaczanej AOD (w 635 nm) w porównaniu do innych analizowanych parametrów.

Oszacowana została również całkowita niepewność wyznaczanej AOD. W tym celu przyjęte zostało, że AOD w dniu referencyjnym, albedo pojedynczego rozpraszania, parametr asymetrii oraz refleksyjność zmierzona na górnej granicy atmosfery są czynnikami, które mają największy wpływ na dokładność wyznaczanego parametru. Jeśli założymy, że niepewności tych wielkości są niezależne, możemy oszacować niepew-



ność uzyskiwanych wyników na podstawie równania 4.6

$$\Delta\tau_{ret} = \sqrt{\left(\frac{\partial\tau_{ret}}{\partial\tau_{ref}}\Delta\tau_{ref}\right)^2 + \left(\frac{\partial\tau_{ret}}{\partial g}\Delta g\right)^2 + \left(\frac{\partial\tau_{ret}}{\partial\omega}\Delta\omega\right)^2 + \left(\frac{\partial\tau_{ret}}{\partial\rho^{TOA}}\Delta\rho^{TOA}\right)^2}, \quad (4.6)$$

gdzie kolejne elementy opisują wpływ niepewności  $\tau_{ref}$ ,  $g$ ,  $\omega$  i  $\rho^{TOA}$  na wyznaczaną grubość optyczną aerozolu. Całkowita niepewność policzona została dla różnych wartości wymienionych parametrów. W przypadku reflektancji na górnej granicy atmosfery błąd kalibracji kanałów detektora SEVIRI w świetle widzialnym przyjęty został jako równy 4% (EUMETSAT, 2007b; Govaerts and Clerici, 2004; Govaerts et al., 2010b). W najbardziej korzystnych warunkach, gdy reflektancja powierzchni wynosi 0,05 oraz niepewności  $\tau_{ref}$ ,  $g$  i  $\omega$  równe są 0,02, całkowita niepewność wynosi 12% dla wysokich (0,5) oraz 15% dla niskich wartości AOD (0,2) w dniu zanieczyszczonym (tabela 4.4). Jeśli zwiększymy niepewności  $\tau_{ref}$ ,  $g$  i  $\omega$  do  $\pm 0,05$  to całkowita niepewność wzrasta do 25%-32%. Kolejno, przyjęcie wysokiej reflektancji powierzchni (0,1) podnosi wartość całkowitej niepewności wyznaczonej AOD do odpowiednio 32% i 38%.

$\rho_{surf}$	$\Delta\tau_{ref}$	$\Delta\omega$	$\Delta g$	$\Delta\rho_{TOA}$	$\Delta\tau_{ret}$	
					$\tau_{ret}=0,2$	$\tau_{ret}=0,5$
0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	<b>15%</b>	<b>12%</b>
	0,05	0,05	0,05	0,04	<b>32%</b>	<b>25%</b>
0,1	0,05	0,05	0,05	0,04	<b>38%</b>	<b>32%</b>

Tabela 4.4: Całkowita niepewność AOD wyznaczonej dla dnia zanieczyszczonego ( $\tau_{ret}$ ) (%) jako funkcja niepewności  $\tau_{ref}$ ,  $g$ ,  $\omega$  i  $\rho^{TOA}$ . Wszystkie wartości podane zostały dla długości fali 550 nm, a obliczenia wykonywane były dla warunków geometrycznych wczesnoporannych ( $\theta_s = 60^\circ$ ,  $\Delta\varphi = 100^\circ$ ).



# Walidacja algorytmów

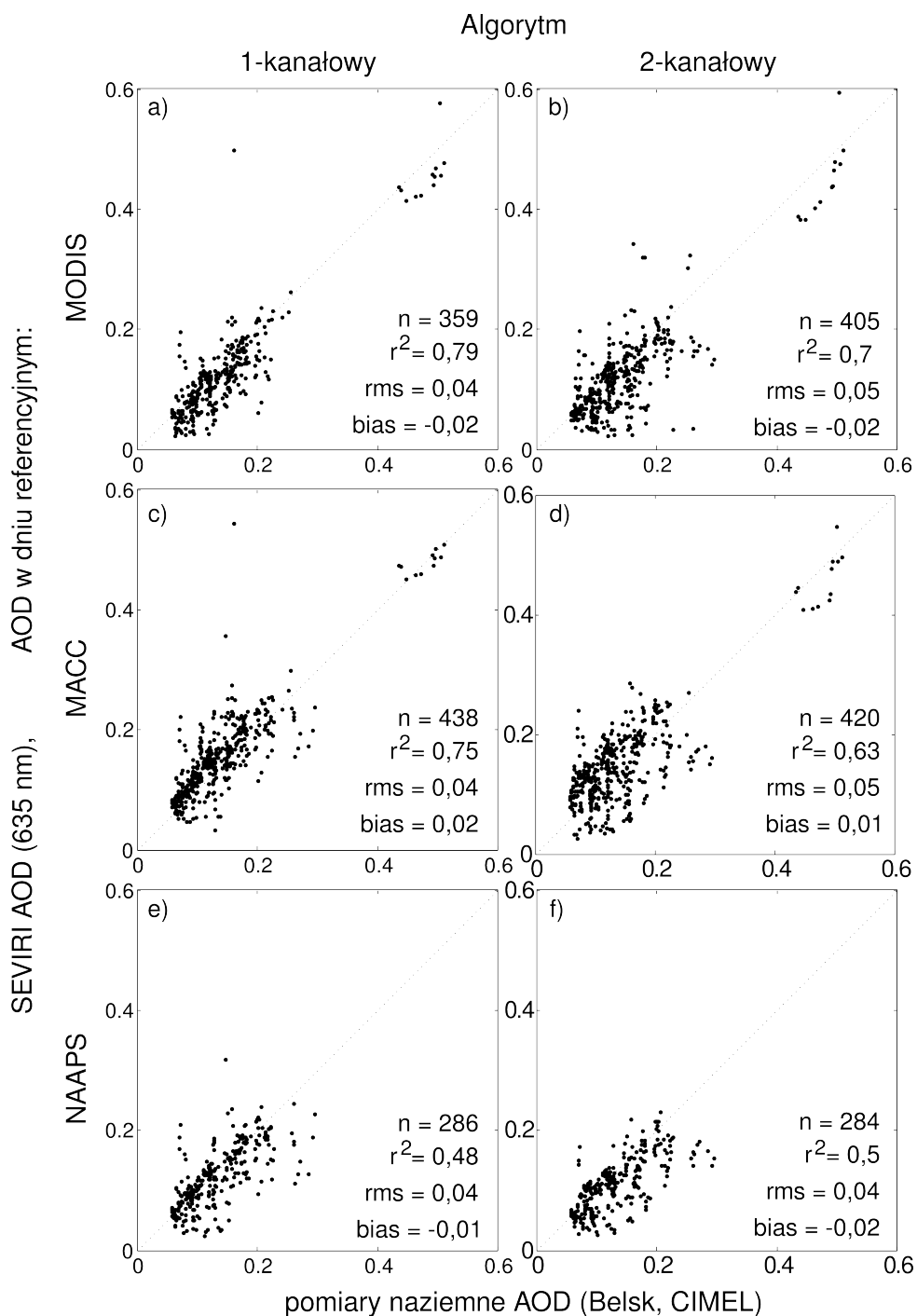
---

Dane prezentowane w poniższym rozdziale pochodzą z obserwacji zebranych w latach 2009-2012. Przeprowadzone obliczenia uwzględniają dni z niskimi wartościami refleksyjności powierzchni, co ma na celu wyeliminowanie przypadków, gdy zalega pokrywa śnieżna. Do walidacji stworzonych algorytmów wybranych zostało 8 dni referencyjnych (niska AOD), które posłużyły do wyznaczenia AOD dla 34 dni pomiarowych. Ze względu na wyniki testów wrażliwości algorytmu (tabela 4.2) oraz czas zbliżony do momentu przelotu satelitów Terra i Aqua analizowane były wyniki otrzymane dla przedziału czasowego 5:00-10:00 UTC. Wybrano ponadto przypadki charakteryzujące się znacznym udziałem pikseli bezchmurnych (>50% terytorium Polski). Walidacja AOD wyznaczonej na podstawie obserwacji z SEVIRI została wykonana dla 3 stacji pomiarowych (Laboratorium Transferu Radiacyjnego IGFUW, Obserwatorium Geofizyczne PAN w Belsku, stacja SolarAOT w Strzyżowie). Wartości AOD uzyskane na podstawie danych z SEVIRI porównane zostały również z pomiarami wykonanymi detektorem MODIS.

## 5.1 Porównanie AOD SEVIRI z pomiarami naziemnymi

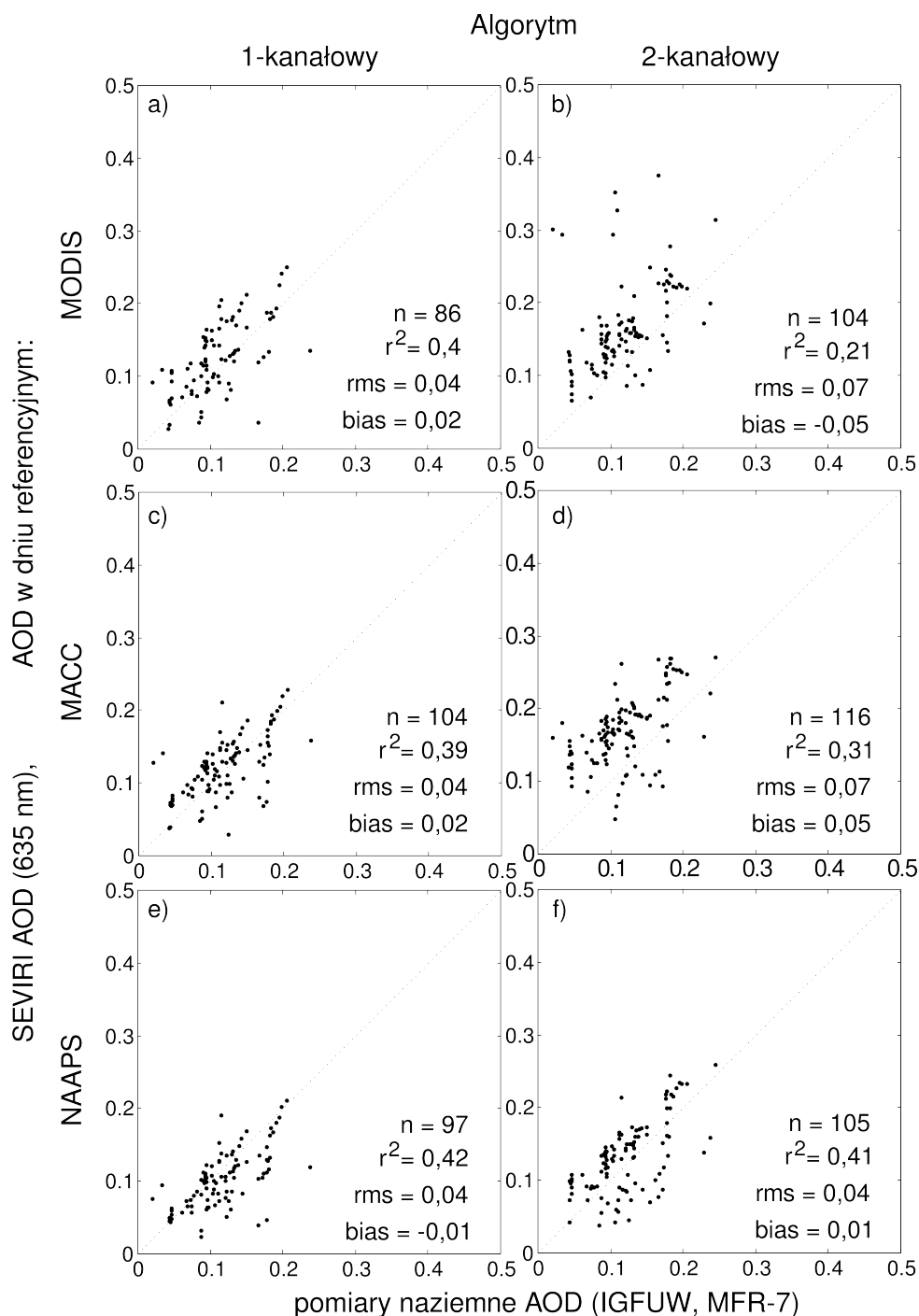
W poniższym podrozdziale przedstawione zostanie porównanie AOD w 635 nm wyznaczonej na podstawie danych z SEVIRI z naziemnymi pomiarami fotometrycznymi. Do oszacowania tła aerozolowego w dniu referencyjnym wykorzystane zostały 3 źródła danych: detektor MODIS oraz modele MACC i NAAPS. W przypadku modelu NAAPS, w związku z ograniczoną dostępnością danych, analizowane były tylko lata 2010-2011.

Wyniki otrzymane dla różnych danych wykorzystanych do oszacowania tła AOD w dniach referencyjnych są zbliżone ze względu na ich optymalizację względem pomiarów naziemnych. Obserwowane różnice wynikają z użycia optymalnej interpo-



Rycina 5.1: Porównanie AOD wyznaczonej na podstawie obserwacji satelitarnych SEVIRI dla długości fali 635 nm z pomiarami wykonanymi fotometrem CIMEL ze stacji w Belsku. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki dla (a, c, e) metody 1-kanalowej i (b, d, f) metody 2-kanalowej. AOD dla dni referencyjnych pochodziła z (a, b) detektora MODIS, (c, d) modelu MACC i (e, f) modelu NAAPS. Symbole oznaczają odpowiednio: współczynnik korelacji ( $r^2$ ), root mean square (rms), średni bias (bias) oraz liczbę punktów (n).

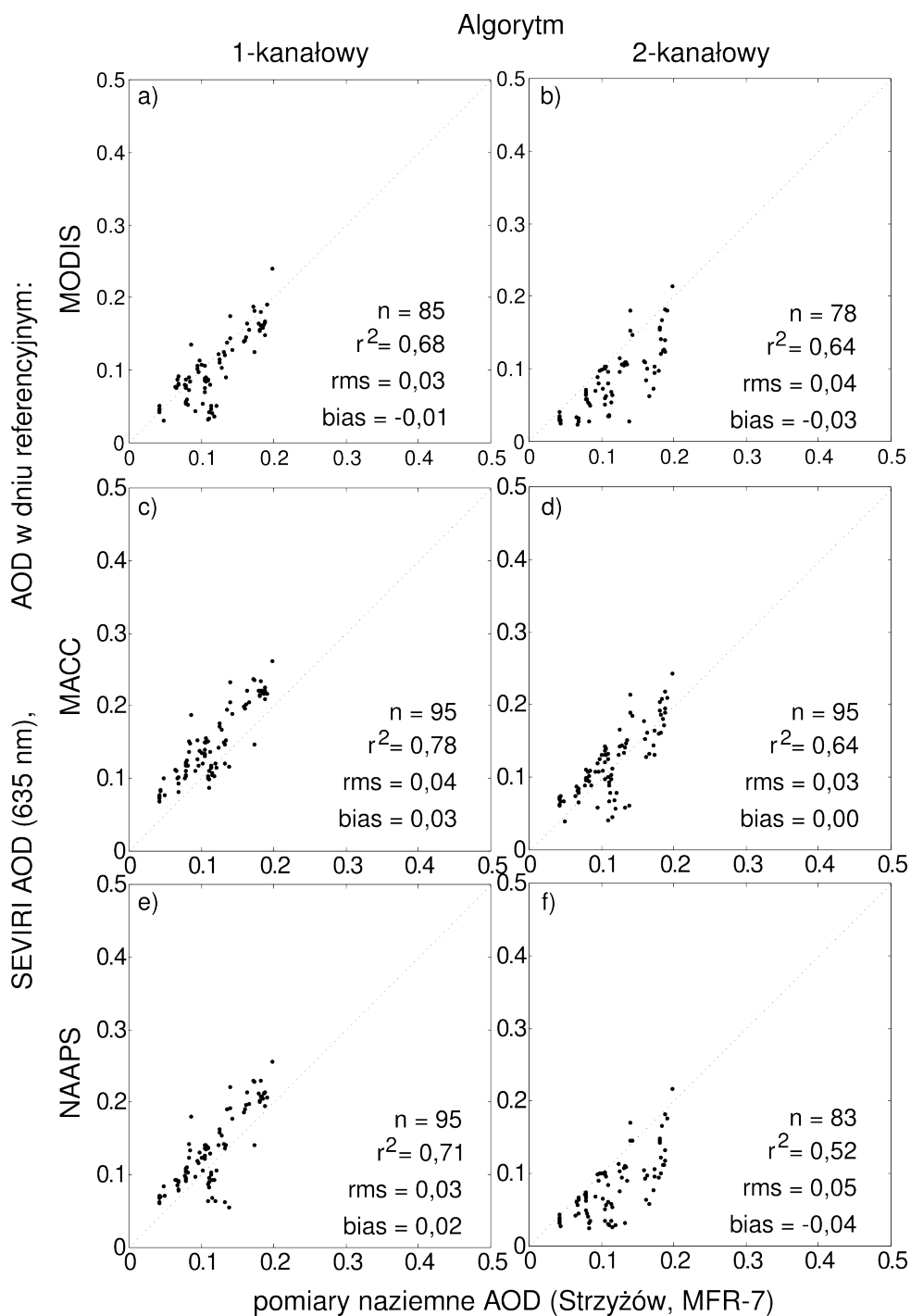
lacji, która uwzględnia różne niepewności pomiarowe przyrządów. W efekcie AOD w dniach referencyjnych dla poszczególnych stacji różni się w przypadku detektora



Rycina 5.2: Porównanie AOD SEVIRI dla długości fali 635 nm z pomiarami fotometrem MFR-7 ze stacji IGFUW w Warszawie. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki analogiczne jak w przypadku ryc. 5.1. Symbole oznaczają odpowiednio: współczynnik korelacji ( $r^2$ ), root mean square (rms), średni bias (bias) oraz liczbę punktów (n).

MODIS oraz modeli MACC i NAAPS. Dodatkowo w przypadku braku danych naziemnych dla jednej ze stacji jako tło wykorzystywane są bezpośrednio dane z satelity lub modelu.

Na rycinie 5.1 przedstawione zostało porównanie wyników uzyskanych z danych



Rycina 5.3: Porównanie AOD SEVIRI dla długości fali 635 nm z pomiarami fotometrem MFR-7 ze stacji SolarAOT w Strzyżowie. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki analogiczne jak w przypadku ryc. 5.1. Symbole oznaczają odpowiednio: współczynnik korelacji ( $r^2$ ), root mean square (rms), średni bias (bias) oraz liczbę punktów (n).

SEVIRI, metodą 1- i 2-kanalową z pomiarami fotometrycznymi wykonanymi na stacji AERONET w Belsku. Średnia różnica (bias) AOD między SEVIRI i fotometrem CIMEL dla obydwu metod mieści się w zakresie od -0,02 do 0,02, co wskazuje na brak systematycznej różnicy między pomiarami naziemnymi i satelitarnymi. Średni błąd

kwadratowy (rms) przyjmuje w tym przypadku wartości 0,04-0,05. Ponieważ błąd pomiarowy AOD w przypadku fotometru CIMEL jest mniejszy niż 0,01, to wartość rms może być w pierwszym przybliżeniu interpretowana jako średni błąd AOD wyznaczanej na podstawie detektora SEVIRI.

Dla metody 1-kanalowej różnice między AOD pochodzącymi z SEVIRI i fotometru CIMEL w 26-28% przypadków są mniejsze niż 0,01, a dla 48% pomiarów mniejsze niż 0,02. Dla 19% obserwacji różnice AOD są większe niż 0,05, natomiast jedynie w 3% przypadków sięgają 0,1.

W celu określenia przyczyny znacznych różnic między wyznaczonym a zmierzonym AOD obserwowanych dla pojedynczych punktów dla stacji w Belsku obliczone zostały wybrane parametry statystyczne dla wybranych grup punktów. AOD pogrupowana została według różnych wartości SSA, parametru asymetrii, wykładnika Ångströma, jak również liczby dni między dniem referencyjnym i dniem, dla którego wyznaczana była AOD. Uzyskany dla wybranych grup danych rms waha się nieznacznie między 0,04 a 0,05, co sugeruje brak znacznej niepewności związanej z zakładanymi wartościami SSA, parametru asymetrii czy wykładnika Ångströma. Również założenie niezmienności refleksyjności powierzchni w określonym przedziale czasowym nie jest przyczyną znaczących niepewności. Różnice AOD między instrumentem SEVIRI a fotometrem CIMEL są zatem najprawdopodobniej natury statystycznej.

W przeciwieństwie do metody wykorzystywanej w przypadku instrumentu MODIS, gdzie niepewności AOD rosną z wartością AOD ( $\Delta\tau = \pm 0,05 \pm 0,15\tau$ , Remer et al. (2005)), błąd w przypadku algorytmu 1-kanalowego nie zmienia się znacząco. Dla pomiarów wykonywanych w Belsku rms spada nieznacznie z 0,055 (dla AOD < 0,05) do 0,036 (dla AOD z przedziału 0,15-0,25). Dla większych wartości AOD rms wykazuje pewne fluktuacje, co związane jest prawdopodobnie z małą ilością danych. Ta zależność jest konsekwencją wpływu refleksyjności powierzchni na AOD (tab. 4.2, str. 75). Dla dużych AOD niepewność refleksyjności powierzchni ma niewielki wpływ na wyznaczane AOD.

Porównanie wyników obliczeń i pomiarów naziemnych zebranych w Warszawie (IGFUW) i w Strzyżowie (SolarAOT) zaprezentowano na rycinach 5.2 i 5.3. W obydwu przypadkach, ze względu na dostępność pomiarów fotometrycznych, analizowane są wyniki z krótszego okresu czasu (lata 2011-2012). Z tego powodu dane z Warszawy i Strzyżowa nie zawierają przypadków z wysoką AOD, które zaobserwować można w przypadku Belska (ryc. 5.1). Może być to jedną z przyczyn, dla których współczynnik korelacji dla stacji IGFUW i SolarAOT przyjmuje znacznie niższe wartości niż są obserwowane dla Belska. Wpływ na uzyskiwane wyniki mogą mieć również różnice niepewności przyrządów pomiarowych. Błąd instrumentu CIMEL pracującego na

stacji w Belsku wynosi  $\pm 0,01$ , podczas gdy dla MFR-7 (Warszawa i Strzyżów) niepewność szacowana jest na  $\pm 0,025$ . Nie zaobserwowano jednak znaczących różnic rms między stacją, na której pomiary wykonywane są przyrządem CIMEL, a tymi, gdzie używane są instrumenty MFR-7. Dla obydwu stacji rms zawiera się w przedziale 0,03 – 0,07, a wartości średnich różnic AOD zmieniają się od -0,01 do 0,03 dla metody 1-kanalowej i od -0,03 do 0,07 dla metody 2-kanalowej. Najwyższy rms i największy bias zanotowane zostały w przypadku metody 2-kanalowej dla stacji IGFUW.

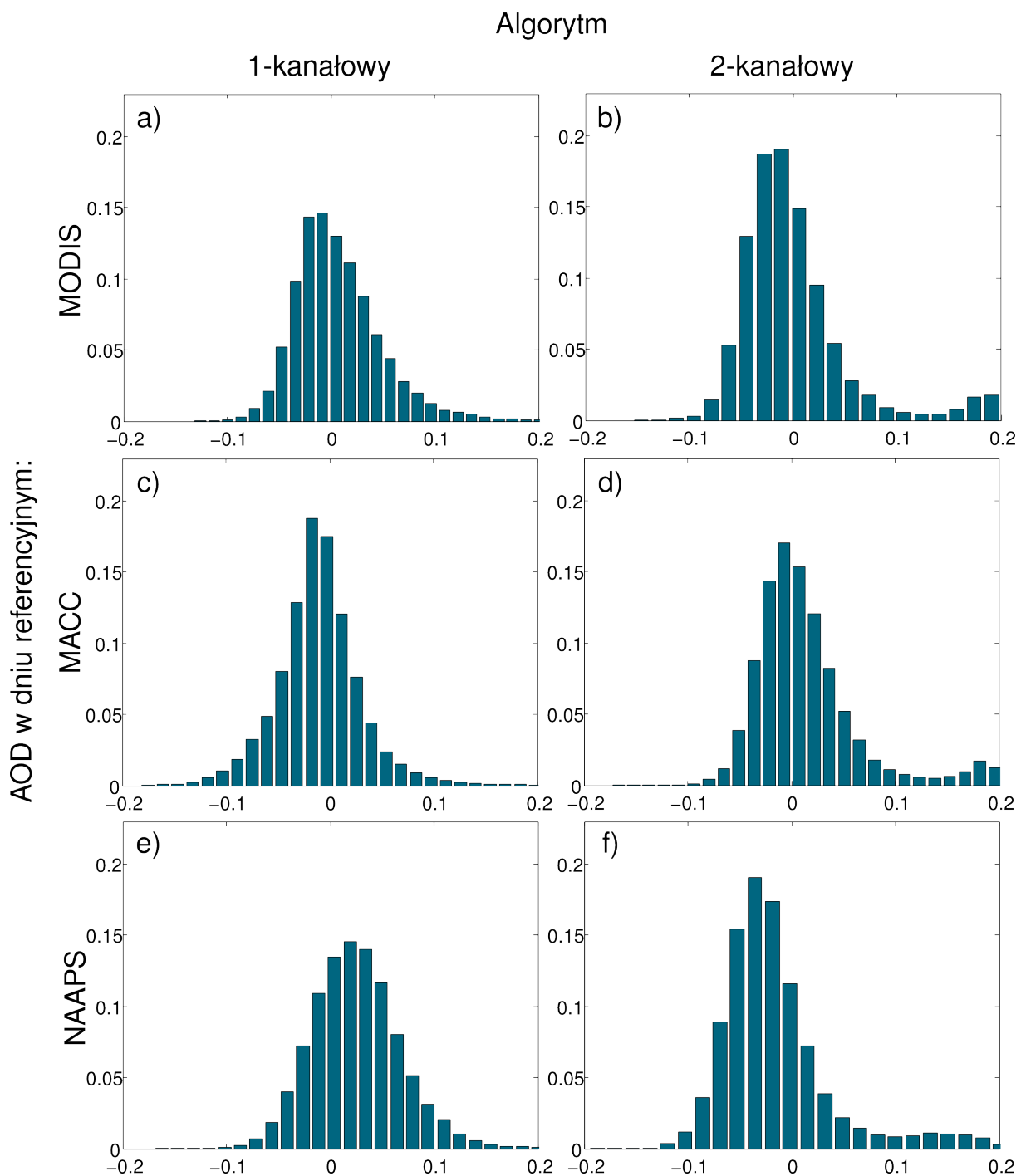
## 5.2 Porównanie AOD SEVIRI z danymi z detektora MODIS

W poniższym podrozdziale zaprezentowana jest walidacja wyników otrzymanych z opracowanego algorytmu dla całego obszaru Polski. Do porównania wykorzystane zostały dane z detektora MODIS obejmujące wybrane przypadki z lat 2009-2012 i sprowadzone do rozdzielczości SEVIRI (ok.  $5,5 \times 5,5$  km). W przypadku SEVIRI wykorzystana została AOD wyznaczona za pomocą algorytmu 1-kanalowego dla długości fali 635 nm. AOD z detektora MODIS zostały sprowadzone do wybranego kanału spektralnego przy użyciu wykładnika Ångströma (wzór 2.70) mierzonego w ramach sieci Poland-AOD. Na rycinie 5.4 przedstawione są funkcje gęstości prawdopodobieństwa dla różnic AOD uzyskanej z instrumentu SEVIRI i przyrządu MODIS uzyskanych dla metody 1- (ryc. 5.4 a, c, e) i 2-kanalowej (ryc. 5.4 b, d, f). Jako tło aerosolowe w dniu referencyjnym wykorzystane zostały pomiary z detektora MODIS (ryc. 5.4 a, b), modelu MACC (ryc. 5.4 c, d) oraz modelu NAAPS (ryc. 5.4 e, f). We wszystkich analizowanych przypadkach rozkład uzyskanych wartości jest w przybliżeniu symetryczny.

Dla metody 1-kanalowej średni bias jest w dwóch pierwszych przypadkach (tło AOD: MODIS i MACC) niższy niż 0,01 a odchylenie standardowe wynosi 0,045 dla wyników uzyskanych na podstawie AOD w dniach referencyjnych z detektora MODIS i 0,041 z modelu MACC (tabela 5.1). Różnica między obserwacjami SEVIRI i MODIS-em jest mniejsza niż 0,02 w 44-41% przypadków, a jedynie ok. 18-20% pomiarów SEVIRI odbiega od wartości referencyjnych o więcej niż 0,05. Większe różnice pomiędzy wartościami AOD wyznaczonymi na podstawie SEVIRI a detektorem MODIS ( $\geq 0,1$ ) zarejestrowane zostały jedynie dla 3% analizowanych pikseli. Uzyskane rezultaty wskazują na dość dobrą zgodność wyników metody 1-kanalowej i pomiarów wykonanych instrumentem MODIS.

W przypadku algorytmu 2-kanalowego funkcja gęstości prawdopodobieństwa ma podobny kształt (ryc. 5.4 c, d) i statystykę (tabela 5.1). Średni bias jest bliski zeru (0,003) dla tła AOD uzyskanego z instrumentu MODIS i 0,016 dla AOD w dniu refe-





Rycina 5.4: Funkcja gęstości prawdopodobieństwa różnicy między AOD wyznaczonej na podstawie danych z SEVIRI a informacją z instrumentu MODIS (a, c, e) dla metody 1-kanalowej i (b, d, f) dla metody 2-kanalowej. AOD dla dni referencyjnych pochodziła z (a, b) detektora MODIS, (c, d) modelu MACC i (e, f) modelu NAAPS. AOD dla długości fali 635 nm dla instrumentu MODIS oszacowana została przy wykorzystaniu wykładnika Ångströma zmierzonego na stacjach sieci Poland-AOD.

rencyjnym pochodzącej z modelu MACC. Odchylenie standardowe oraz rms są nieco wyższe niż w przypadku metody 1-kanalowej i wynoszą około 0,058. Dla 19-23 i 38-43% pikseli (w zależności od wykorzystanych danych w dniach referencyjnych) różnice

Metoda	AOD w dniu referencyjnym	Porównanie	bias	std	rms	Prawdopodobieństwo			
						$ \Delta\tau  \leq 0,01$	$ \Delta\tau  \leq 0,02$	$ \Delta\tau  \geq 0,05$	$ \Delta\tau  \geq 0,1$
<b>I</b>	MODIS	MODIS	0,008	0,045	0,045	0,21	0,41	0,18	0,03
		MACC	-0,06	0,043	0,074	0,04	0,09	0,7	0,14
	MACC	MODIS	-0,001	0,044	0,044	0,22	0,44	0,2	0,03
		MACC	0,061	0,041	0,074	0,06	0,12	0,6	0,13
	NAAPS	MODIS	0,026	0,046	0,053	0,17	0,33	0,29	0,05
		MACC	-0,049	0,043	0,066	0,07	0,15	0,53	0,1
<b>II</b>	MODIS	MODIS	0,003	0,058	0,058	0,19	0,38	0,21	0,07
		MACC	-0,055	0,078	0,095	0,02	0,04	0,84	0,36
	MACC	MODIS	0,016	0,056	0,058	0,23	0,43	0,19	0,07
		MACC	-0,042	0,073	0,085	0,04	0,07	0,73	0,24
	NAAPS	MODIS	-0,013	0,06	0,061	0,13	0,27	0,33	0,07
		MACC	-0,073	0,077	0,106	0,01	0,02	0,92	0,53

Tabela 5.1: Porównanie AOD uzyskanej na podstawie pomiarów SEVIRI z MODIS-em (metody 1- i 2-kanalowa) dla tła aerozolowego w dniach referencyjnych uzyskanego z detektora MODIS oraz modelu MACC. Przedstawione zostały: średni bias, odchylenie standardowe oraz prawdopodobieństwo uzyskania różnicy między AOD z SEVIRI i MODIS-a/MAAC-a mniejszej niż 0,01 oraz 0,02 i większej niż 0,05 oraz 0,1.

w AOD są mniejsze niż odpowiednio 0,01 i 0,02, podczas gdy największe rozbieżności ( $\geq 0,1$ ) wystąpiły w 7% przypadków. Nieznacznie szerszy rozkład gęstości prawdopodobieństwa różnic AOD w metodzie 2-kanalowej może być spowodowany założeniem dotyczącym stałości związku pomiędzy refleksyjnością powierzchni w kanałach 1 i 3 dla tego samego typu powierzchni (a dokładniej: dominującego typu powierzchni). W rzeczywistości ten sam typ podłoża może mieć różne własności spektralne w zależności od np. stanu rozwoju roślinności. Metodą na zmniejszenie wpływu tego efektu może być wykorzystanie do parametryzacji relacji między refleksyjnościami powierzchni w kanałach 1 i 3 współczynnika NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) (Levy et al., 2007).

Dla tła AOD w dniu referencyjnym uzyskanego z modelu NAAPS, w przypadku metody 1-kanalowej, średnia różnica AOD jest nieco wyższa niż dla danych z instrumentu MODIS i modelu MACC i wynosi 0,026. Dla 17% i 33% pikseli różnice w AOD są mniejsze niż odpowiednio 0,01 i 0,02, podczas gdy największe rozbieżności ( $\geq 0,1$ ) wystąpiły w 5% przypadków. Porównanie wyników uzyskanych przy użyciu metody 2-kanalowej pokazuje, że bias jest równy -0,013, a w 77% przypadków różnica AOD jest

mniejsza niż 0,05. Nieco gorsze statystyki błędów w przypadku wykorzystania danych z modelu NAAPS jako AOD w dniach referencyjnych związane mogą być z mniejszą ilością danych użytych w analizie.

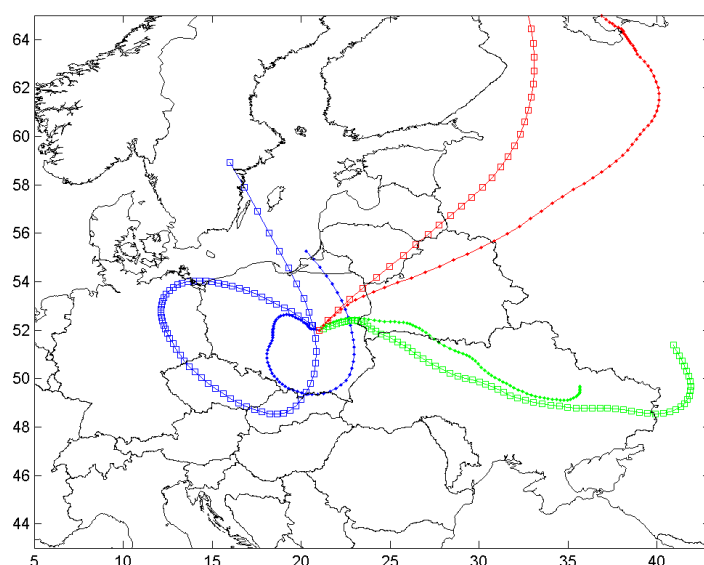
W tabeli 5.1 zamieszczone zostały również rezultaty porównania AOD uzyskanych na podstawie pomiarów SEVIRI z danymi z modelu MACC. Wyniki wykazują znacząco większe różnice niż w przypadku porównania z pomiarami z detektora MODIS. Przyczyną może być mała zmienność przestrzenna AOD w wynikach modelu, spowodowana ponad jednostopniową rozdzielczością przestrzenną danych pochodzących z projektu MACC.

### **5.3 Analiza zmienności przestrzennej AOD na wybranych przykładach**

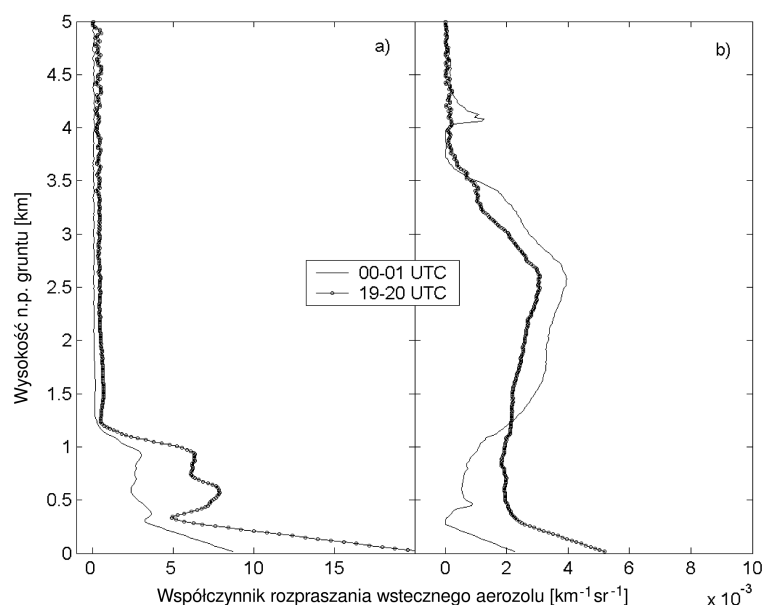
W celu przeprowadzenia analizy zmienności przestrzennej AOD wyznaczonej na podstawie danych z SEVIRI spośród dni pomiarowych wybrane zostały 3 przykłady. Wytypowane dni, 4 kwietnia 2009 r., 30 kwietnia 2009 r. oraz 1 maja 2009 r., charakteryzowały się niewielkim zachmurzeniem nad Polską, natomiast różniły się AOD.

AOD wyznaczone zostało przy wykorzystaniu refleksyjności powierzchni wyznaczonej dla dwóch dni referencyjnych: 2 kwietnia (dla przypadku 4 kwietnia) oraz 28 kwietnia (dla przypadków 30 kwietnia i 1 maja). Dla obydwu dni referencyjnych AOD zmierzone w 500 nm na stacji w Belsku wynosiło odpowiednio 0,08 i 0,1. Do wyznaczenia AOD z detektora SEVIRI wykorzystane zostało tło AOD w dniach referencyjnych pochodzące z instrumentu MODIS i z modelu MACC.

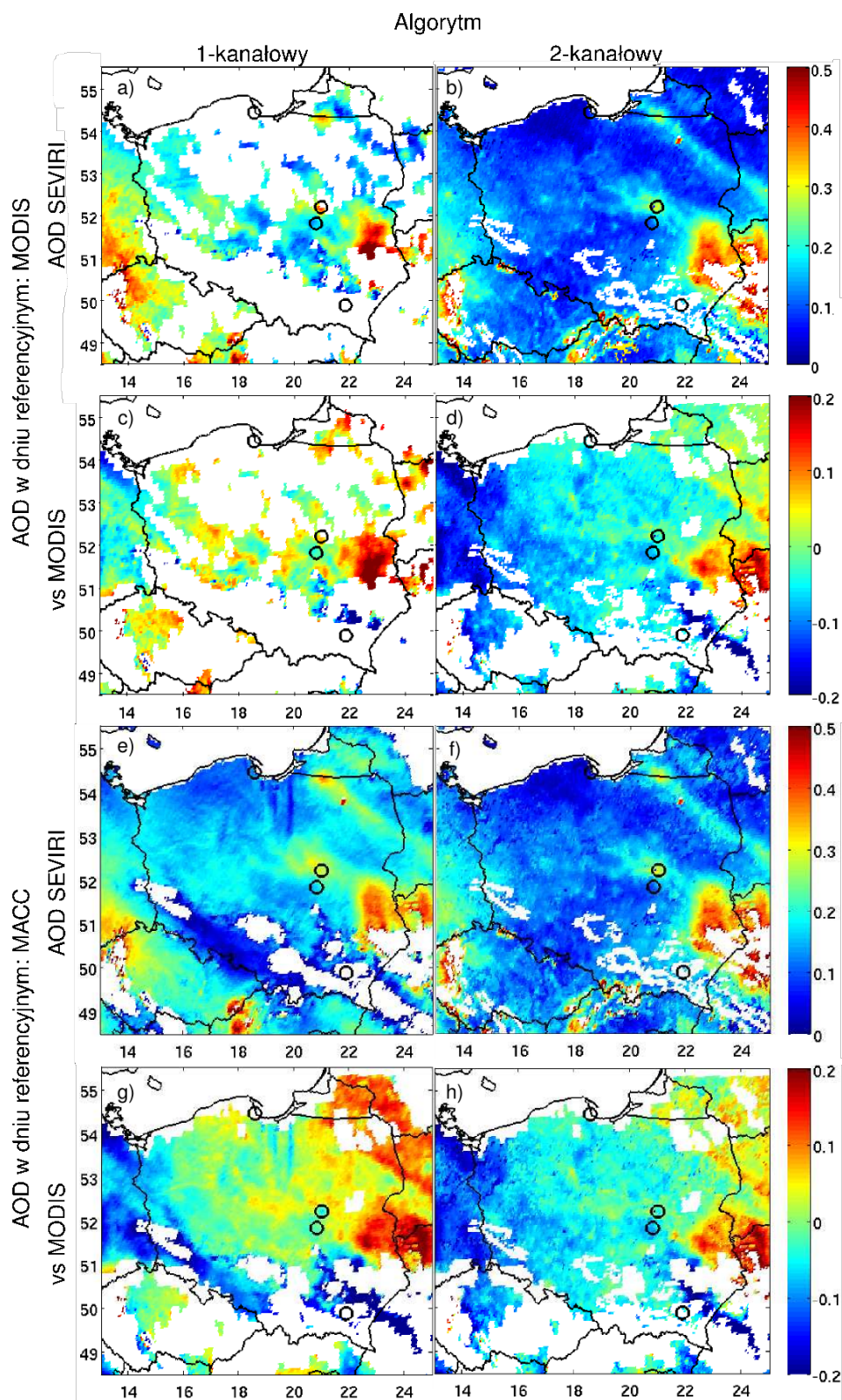
W dniu 4 kwietnia niemal nad całym obszarem Polski warunki atmosferyczne sprzyjały akumulacji zanieczyszczeń powietrza. Stosunkowo czysta masa powietrza polarnego uległa silnej transformacji nad Europą Centralną, co związane było z bardzo wolną cyrkulacją atmosferyczną i silnym osiadaniem w środkowej troposferze (Zawadzka et al., 2013). Trajektorie wsteczne z modelu HYSPLIT (Draxler and Rolph, 2010) (ryc. 5.5) kończące się w Warszawie o 12:00 UTC wskazują na długi czas zalegania masy powietrza nad Polską, a pomiary radiosondażowe ukazały bardzo silną inwersję temperatury blisko powierzchni ziemi (patrz ryc. 6.12, str. 118). Takie warunki meteorologiczne oraz lokalne emisje spowodowały znaczną koncentrację zanieczyszczeń przy powierzchni ziemi, co widoczne było w pomiarach ceilometrycznych (ryc. 5.6 a). Dokładną analizę sytuacji meteorologicznej z dnia 4 kwietnia 2009 r., przeprowadzoną głównie dla okolic Warszawy, zaprezentowano w podrozdziale 6.7 (str. 115).



Rycina 5.5: Trajektorie wsteczne z modelu Hybrid single particle Lagrangian integrated Trajectory (HYSPLIT) wyznaczone dla Warszawy dla 12:00 UTC dla 4 kwietnia (niebieski), 30 kwietnia (zielony) i 1 maja 2009 (czerwony) na poziomach 500 m (kropki) i 3000 m (kwadraty). Trajektorie zostały policzone dla okresu 72 godzin z wejściowymi danymi meteorologicznymi uzyskanymi z Global Data Assimilation System (GDAS).



Rycina 5.6: Profil pionowy współczynnika rozpraszania wstecznego aerozolu [ $\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ] zmierzony 4 (a) oraz 30 (b) kwietnia 2009 za pomocą ceilometru CHM15K zlokalizowanego w Warszawie. Wartości zostały uśrednione dla godzin 00:00-01:00 UTC (linie ciągłe) oraz 19:00-20:00 UTC (linie kropkowane).



Rycina 5.7: AOD nad Polską w dniu 4 kwietnia 2009 roku. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki obliczeń dla metody 1-kanalowej (a, c) i 2-kanalowej (b, d) oraz ich porównanie z danymi z detektora MODIS (c, d, g, h). Jako tło AOD w dniu referencyjnym zostały wykorzystane dane z detektora MODIS (a-d) i modelu MACC (e-h).



W przypadku AOD wyznaczonej metodą 1-kanalową z wykorzystaniem AOD w dniu referencyjnym pochodzącej z detektora MODIS (ryc. 5.7 a) dla dużej części terytorium Polski brakuje danych. Związane jest to z zachmurzeniem występującym w dniu referencyjnym (2 kwietnia). Użycie danych z modelu MACC pozwala na wyznaczenie AOD metodą 1-kanalową dla niemal całej powierzchni kraju (ryc. 5.7 e). Dla metody 2-kanalowej (ryc. 5.7 b, f) dane są niemal kompletne w każdym przypadku. Wartości AOD zmieniają się od 0,1 do 0,5, z maksimum w południowo-wschodniej części Polski (ryc. 5.7 a, b, e, f). Lokalne maksima widoczne są w okolicach niektórych dużych miast polskich (Warszawa, Poznań, Łódź, Wrocław) i europejskich (Berlin, Dreżno, Praga). Porównanie AOD z detektora SEVIRI i AOD z przyrządu MODIS, przedstawione na ryc. 5.7 c, d, g, h, ukazuje różnice sięgające  $\pm 0,2$ . Jednak dla większości pikseli różnica ta jest mniejsza niż  $\pm 0,05$ , przy czym ujemne wartości dominują w zachodniej, a dodatnie we wschodniej części kraju. Dla okolic Belska różnica między AOD SEVIRI i pomiarami fotometrycznymi wynosi 0,01 dla metody 1-kanalowej i -0,04 dla metody 2-kanalowej.

W dniu 30 kwietnia cyrkulacja atmosferyczna nad Europą Centralną miała zupełnie inny charakter. Prawie prostoliniowe trajektorie wsteczne (ryc. 5.5) wskazują na transport mas powietrza znad wschodniej części Europy. Trajektorie wsteczne wyznaczone dla 500 (zielone kropki) i 3000 m n.p.t. (zielone kwadraty) przechodzą nad terytorium Ukrainy. Na podstawie produktu uzyskanego z danych z instrumentu MODIS przedstawiającego lokalizację pożarów (Giglio et al., 2003) można zaobserwować we wschodniej Europie (Białoruś, Ukraina, Rosja) znaczną ilość obszarów objętych pożarami w dniach 21-30 kwietnia (ryc. 5.8). Dane pochodzące z modelu NAAPS wskazują na transport nad Polskę aerozolu pochodzącego ze spalania biomasy oraz pyłu pustynnego. Transport aerozolu w środkowej troposferze potwierdzają profile pionowe współczynnika rozpraszania wstecznego uzyskane na podstawie pomiarów ceilometrycznych wykonanych w IGFUW (ryc. 5.6 b). Znaczne wartości współczynnika rozpraszania wstecznego aerozolu obserwowane były do 4,5 km z maksimum na około 2,5 km w nocy (00:00-01:00 UTC) i późnym popołudniem (19:00-20:00 UTC). Rozkład przestrzenny AOD (ryc. 5.9 a, b, e, f) wykazuje maksimum we wschodniej Polsce, gdzie dla obydwu metod AOD przekracza 0,7. Znacznie niższe wartości (0,1-0,3) zanotowane zostały w południowej i północnej części kraju. AOD w 500 nm zmierzone na stacji AERONET w Belsku wyniosło niemal 0,75, zaś stosunkowo wysoka wartość wykładnika Ångströma (około 1,8) świadczy o tym, że w składzie aerozolu dominują cząstki pochodzące ze spalania biomasy, a nie pył pustynny. Różnica AOD SEVIRI i AOD MODIS dla metody 1-kanalowej jest dodatnia na obszarach o wysokim AOD i ujemna tam, gdzie AOD przyjmuje niskie wartości (ryc. 5.9 c, g). W przypadku me-

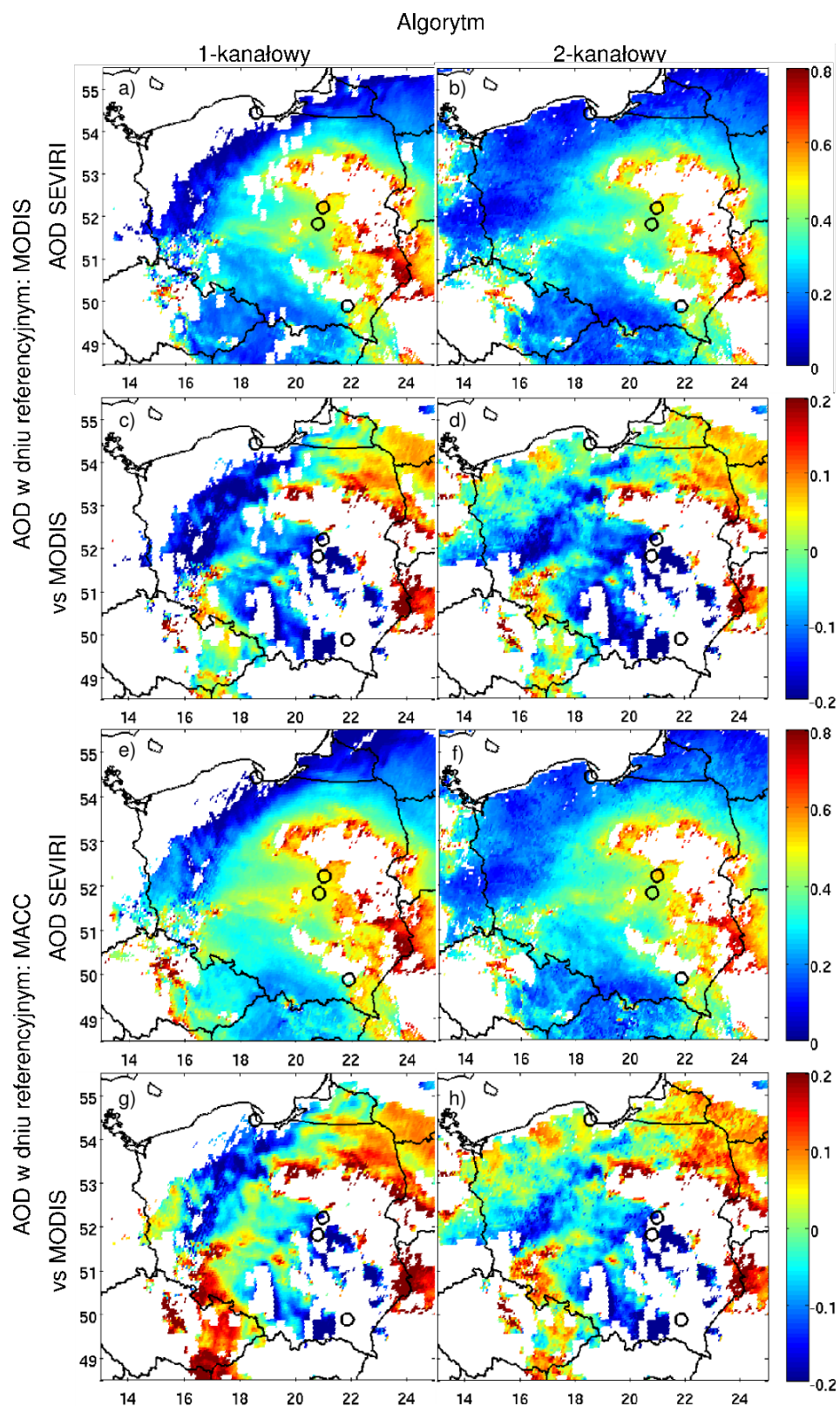
tody 2-kanalowej relacja ta jest bardziej skomplikowana, jednak tylko dla niewielkiej części terytorium Polski różnice są większe niż  $\pm 0,05$  (ryc. 5.9 d, h).



Rycina 5.8: Pożary zarejestrowane przez detektor MODIS w dniach 21-30 kwietnia 2009 roku (Fire Information for Resource Management System, <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/firemap>).

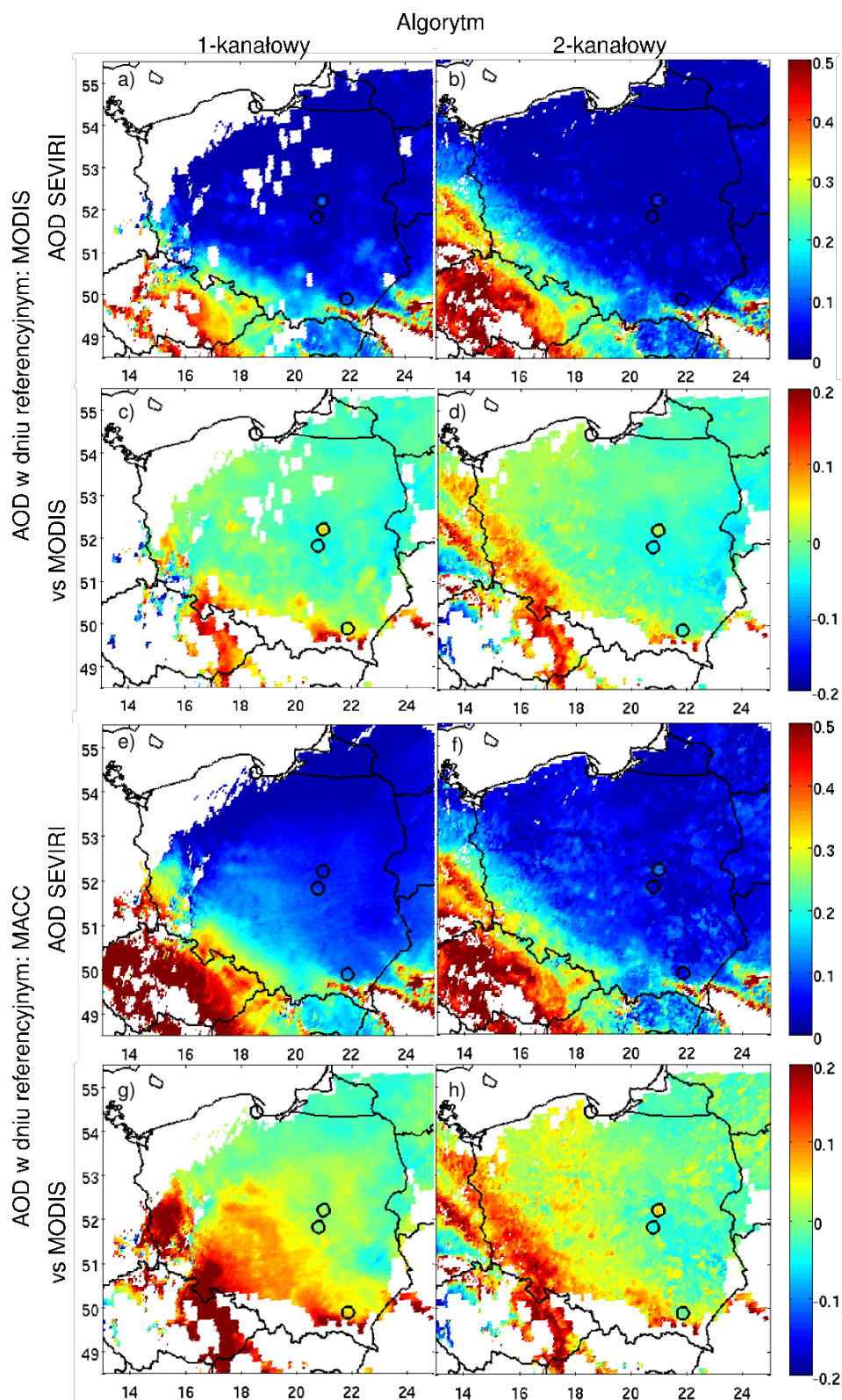
W dniu 1 maja adwekcja zmieniła się na północno-wschodnią, jednak trajektorie wsteczne wskazują na transport arktycznych mas powietrza z Europy Północnej (ryc. 5.5). Dla omawianego dnia nie są dostępne pomiary ceilometryczne. AOD w 500 nm zmierzone w Belsku wynosiło ok. 0,1, natomiast wykładnik Ångströma przyjął wartość 1,25. Dane uzyskane z SEVIRI wskazują, że AOD na terenie Polski (dla obydwu metod) jest poniżej 0,15 (ryc. 5.10 a, b, e, f), z wyjątkiem południowo-zachodnich i południowo-wschodnich krańców Polski. Podwyższone AOD na południowym-wschodzie ( $>0,5$ ) wiąże się prawdopodobnie z wypalaniem biomasy. W rejonie południowo-zachodnim AOD wynosi ok. 0,25-0,3. Zgodność danych uzyskanych na podstawie pomiarów SEVIRI z pochodzącymi z instrumentu MODIS jest dosyć dobra (różnice do  $\pm 0,05$ ), z wyjątkiem obszaru o wysokich wartościach AOD. W tym przypadku AOD SEVIRI przewyższa miejscami wartości AOD z detektora MODIS o 0,1-0,2 (ryc. 5.10 c, d, g, h). Różnice między AOD SEVIRI i AOD MODIS mogą być związane z niepewnościami wartości wykładnika Ångströma używanymi do skalowania grubości optycznej z długości fali 550 nm na 635 nm. Zaznaczyć należy fakt, że dane z przyrządu MODIS





Rycina 5.9: AOD nad Polską w dniu 30 kwietnia 2009 roku. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki obliczeń dla metody 1-kanalowej (a, c) i 2-kanalowej (b, d) oraz ich porównanie z danymi z detektora MODIS (c, d, g, h). Jako tło AOD w dniu referencyjnym zostały wykorzystane dane z detektora MODIS (a-d) i modelu MACC (e-h).





Rycina 5.10: AOD nad Polską w dniu 1 maja 2009 roku. Kolejne wykresy przedstawiają wyniki obliczeń dla metody 1-kanałowej (a, c) i 2-kanałowej (b, d) oraz ich porównanie z danymi z detektora MODIS (c, d, g, h). Jako tło AOD w dniu referencyjnym zostały wykorzystane dane z detektora MODIS (a-d) i modelu MACC (e-h).

zazwyczaj zawyżają AOD dla niskich grubości optycznych aerozolu i zaniżają AOD dla wysokich grubości optycznych aerozolu (Chu et al., 2002; Remer et al., 2005; Levy et al., 2007). Regresja między AOD uzyskaną z detektora MODIS i z sieci AERONET (w 550 nm) wynosi  $\tau_{MODIS} = 0,1 + 0,9\tau_{AERONET}$  (Levy et al., 2007). W efekcie różnice między SEVIRI i instrumentem MODIS są ujemne dla niskich wartości AOD, i dodatnie dla wysokich wartości AOD.

## 5.4 Podsumowanie

W rozdziale 5 przedstawiona została walidacja dwóch autorskich algorytmów służących do wyznaczania AOD, opisanych w rozdziale 4. Porównanie AOD wyznaczonego na podstawie pomiarów wykonanych detektorem SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi wskazuje na dość dobrą zgodność wyników. Statystyki błędów różnią się nieznacznie w zależności od analizowanej stacji pomiarowej, co może być związane z różnymi okresami pomiarowymi, a także z różnicami niepewności fotometrów. Najmniejsze różnice zanotowane zostały dla obserwatorium w Belsku, dla obydwu wersji algorytmu. Średnie różnice AOD wahają się od -0,02 do 0,02, a rms przyjmuje wartości 0,04-0,05. W przypadku dwóch pozostałych stacji, dla metody 1-kanalowej, bias zawiera się w przedziale -0,01 do 0,03, a rms jest mniejszy bądź równy 0,04. Nieco gorsze statystyki błędów dla stacji IGFUW i SolarAOT zanotowano dla wyników z metody 2-kanalowej ( $-0,05 \leq \text{bias} \leq 0,05$ ,  $\text{rms} \leq 0,07$ ). Może być to związane z uproszczeniami lub błędami w danych dotyczących rodzaju pokrycia terenu. W przypadku Warszawy własności podłoża, ze względu na zabudowę, charakteryzują się bardzo dużą zmiennością, natomiast w przypadku stacji SolarAOT znaczny wpływ ma urozmaicona orografia terenu. Zaletą algorytmu 2-kanalowego jest natomiast brak straty danych dla pikseli zachmurzonych w dniu referencyjnym.

Dobłą zgodność zanotowano również dla porównania AOD wyznaczonej dla całego obszaru Polski z danymi z detektora MODIS, zarówno dla przypadków, w których AOD w dniu referencyjnym pochodziło z detektora MODIS jak i z modelu MACC. Średni bias był zwykle niższy niż 0,01, a rms przyjmował wartości z zakresu 0,04-0,06. Dla 38%-44% pikseli różnica AOD była mniejsza lub równa 0,02, a jedynie dla 3% (metoda 1-kanalowa) i 7% (metoda 2-kanalowa) różnice wynosiły więcej niż 0,1. Statystyki błędów dla przypadków, w których jako tło AOD w dniu referencyjnym wykorzystane zostały dane z modelu NAAPS są nieco gorsze, co wiązać się może z krótszym okresem obserwacyjnym. Porównanie wyznaczonego AOD z danymi z detektora MODIS obarczone jest błędem związanym z wykorzystaniem wykładnika Ångströma, oszacowanego na podstawie pomiarów fotometrycznych, do sprowadzenia danych do jednej

długości fali.

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że jako źródło danych na temat AOD w dniu referencyjnym mogą być wykorzystane zarówno dane satelitarne, jak i pochodzące z modelu transferu zanieczyszczeń. Najmniejsze błędy zanotowane zostały dla AOD pochodzącej z detektora MODIS i z modelu MACC. Dodatkową zaletą wykorzystania danych z modelu MACC są mniejsze straty pikseli związane z zachmurzeniem. Ponadto wykorzystanie danych z modelu transportu zanieczyszczeń pozwala na wprowadzenie do obliczeń wartości SSA.

Zaznaczyć należy, że korekcja AOD w dniu referencyjnym jest ograniczona do obszarów znajdujących się w promieniu 100 km od stacji, na których wykonywane są pomiary fotometryczne. W efekcie dla pozostałych obszarów, a zwłaszcza dla zachodniej Polski, AOD nie jest poprawiane względem pomiarów naziemnych. Ważnym czynnikiem są również szybkie zmiany stanu roślinności, takie jak np. zmiana stopnia uwodnienia roślinności bądź jej gwałtowny rozwój, gdyż są przyczyną znacznych różnic w refleksyjności powierzchni między dniem referencyjnym i dniem, dla którego obliczana jest AOD, co przekłada się na zwiększenie błędu wyznaczonej wielkości. Podobny wpływ mają zmiany wilgotności gleby związane z dużymi opadami. Problemem jest także występowanie trudnych do detekcji chmur podskalowych, czyli o rozmiarach mniejszych niż rozdzielczość przestrzenna, prowadzące do zawyżania wartości refleksyjności powierzchni ziemi.



# Badanie zmienności przestrzennej AOD w rejonie aglomeracji warszawskiej

---

Ze względu na obserwowane podwyższone wartości AOD w rejonie aglomeracji (np. podrozdział 5.3, ryc. 5.7) oraz stosowaną metodę optymalnej interpolacji podjęte zostały prace mające na celu analizę wpływu emisji miejskich na własności optyczne aerozolu. Do badań wybrany został obszar aglomeracji warszawskiej. Wykorzystane zostały długookresowe obserwacje AOD zebrane w Warszawie i okolicach miasta. Zbadana została również zmienność koncentracji cząstek pyłu zawieszonego o średnicach  $<10\text{ }\mu\text{m}$  (PM<sub>10</sub>), jako że parametr ten związany jest bezpośrednio z emisjami lokalnymi.

## 6.1 Wprowadzenie

W ostatnich dekadach zanotowano znaczny wzrost stopnia urbanizacji na świecie oraz powstawanie dużych aglomeracji miejskich, które stanowią skupione źródła emisji antropogenicznych do atmosfery. W Polsce populacja miejska przekroczyła liczebnością populację mieszkańców terenów wiejskich w latach 60. XX w. Obecnie mieszkańcy miast stanowią nieco mniej niż 61% populacji Polski (w roku 2000 - prawie 62%), ale liczba osób mieszkających na obszarach wiejskich stopniowo rośnie. Warszawa, dwunaste miasto pod względem liczebności w Unii Europejskiej, ma ponad 1,7 mln mieszkańców, którzy zasiedlają obszar około 520 km<sup>2</sup>. Aglomerację warszawską, obejmującą około 20 miast podwarszawskich, zamieszkuje natomiast ponad 3,4 mln osób. Emisja SO<sub>2</sub> i PM<sub>10</sub> w rejonie Warszawy stanowi odpowiednio 2,5% i 1,65% całkowitych polskich emisji (GUS, 2007).

Źródła zanieczyszczeń miejskich cechuje duża zmienność w czasie i przestrzeni. Wkład wielkich miast do globalnych emisji zanieczyszczeń wynosi około 2-6% całkowitej światowej emisji antropogenicznej (Folberth et al., 2010). W ostatnich dziesięcio-

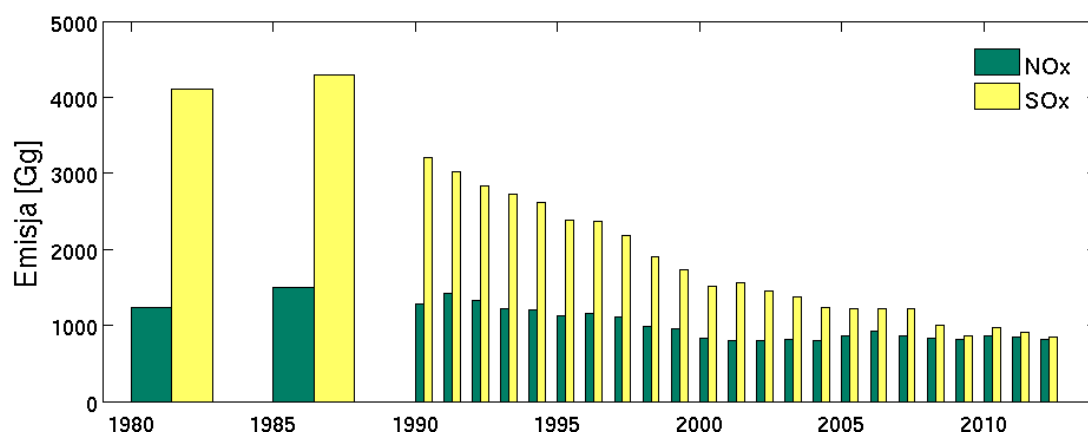
leciach coraz częściej podejmowane są badania mające na celu oszacowanie wpływu aglomeracji miejskich na otaczające środowisko oraz na regionalną i globalną jakość powietrza (Lawrence et al., 2007). Analizowana jest między innymi dystrybucja aerozolu emitowanego przez system miejski. Średnia odległość, na jaką transportowane są drobne cząstki to 100-200 km, podczas gdy wtórny aerozol organiczny przemieszcza się średnio o ponad 350 km (Wagstrom and Pandis, 2011). Maksymalne dystanse pokonywane przez cząstki aerozolu wtórnego sięgają 2000 km (Wagstrom and Pandis, 2011).

Duże miasta, ze względu na różnice w właściwościach spektralnych podłoża oraz duże ilości wydzielanego ciepła o pochodzeniu antropogenicznym (do 50-500 W/m<sup>2</sup>), powodują zjawisko nazywane „miejską wyspą ciepła”. Efektem jest nawet 10°C różnica pomiędzy temperaturami notowanymi w centrum miasta a tymi mierzonymi na otaczających obszarach wiejskich (Bornstein, 1987; Collier, 2006). Wydzielana energia cieplna wpływa nie tylko na lokalne środowisko, ale oddziałuje również na regionalną cyrkulację atmosferyczną (Bornstein and Lin, 2000), która jest dodatkowo modyfikowana przez zwiększoną chropowatość powierzchni, związaną z wysoką i zwartą zabudową miejską. Wysoko rozdzielcze symulacje pokazały, że „miejskie wyspy ciepła” mogą powodować podwyższenie wysokości warstwy granicznej (ang. *planetary boundary layer*, PBL) nawet o kilkaset metrów (Collier et al., 2005; Davies et al., 2004; Middleton and Davies, 2005), co ma znaczący wpływ na dystrybucję zanieczyszczeń w atmosferze. Wzrost wysokości warstwy granicznej, podobnie jak zwiększenie przyziemnej koncentracji PM<sub>2,5/10</sub>, prowadzi do wzrostu AOD.

## 6.2 Źródła aerozolu atmosferycznego w Polsce

W latach 80. XX w. Polska była uważana za jeden z krajów Europy o najbardziej zanieczyszczonym powietrzu. Roczna emisja zanieczyszczeń powietrza z dużych źródeł stacjonarnych (np. zakłady przemysłowe) osiągnęła poziom 2,7 mln ton SO<sub>2</sub> i 2,3 mln ton PM (całkowita emisja SO<sub>2</sub> wynosiła około 4 mln ton). Zmiany w gospodarce krajowej po roku 1990 doprowadziły do poprawy stosowanych technologii i zahamowały zanieczyszczanie środowiska. Zanotowany został spadek emisji SO<sub>2</sub>, która obecnie stanowi jedynie 25% emisji z roku 1980 (ryc. 6.1). Ilość pyłów wprowadzana do atmosfery to jedynie 20% tych emitowanych 30 lat temu. Nadal jednak na terenie całego kraju, a zwłaszcza w dużych aglomeracjach miejskich i przemysłowych, takich jak Górnośląski Okręg Przemysłowy, Kraków czy Warszawa, dopuszczalne stężenia PM<sub>10</sub> i PM<sub>2,5</sub> (50 µg/m<sup>3</sup>/24h (Minister Środowiska, 2008) i 25 µg/m<sup>3</sup>/24h (Parlament Europejski, 2008)) są często przekraczane. Związane jest to z brakiem większych zmian w

strukturze źródeł energii w Polsce. Podstawą działania sektora energetycznego w dalszym ciągu jest krajowe wydobywanie węgla kamiennego i brunatnego (Majewski and Przewoźniczuk, 2009). Udział energii wytwarzanej w oparciu o te surowce to około 60% w zużywanej energii pierwotnej i około 95% w zużywanej w kraju energii elektrycznej (Juda-Rezler et al., 2011). Wykorzystanie tych paliw kopalnych jest główną przyczyną wysokich koncentracji  $\text{SO}_2$  i PM. Procesy spalania są odpowiedzialne za 79% emisji PM10 i aż 99% emisji  $\text{SO}_2$ .



Rycina 6.1: Emisje NOx i SOx w Polsce, w latach 1980-2012. Dane zaczerpnięte z programu EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme, [www.ceip.at/webdab-emission-database](http://www.ceip.at/webdab-emission-database)).

Najważniejsze źródła pyłu PM10 w aglomeracji warszawskiej to emisje liniowe, związane z transportem drogowym. Źródła liniowe, emitujące około 67% z całkowitej ilości PMów, mogą być podzielone na trzy kategorie: spalanie, tarcie i pył (tabela 6.1). Przyczyną wysokiego udziału tego rodzaju źródeł PM może być brak obwodnicy Warszawy. Źródła powierzchniowe, które obejmują działalność komunalną i gospodarstw domowych, jak również część obiektów przemysłowych, takich jak stacje benzynowe, hale przemysłowe itp., odpowiadają za emisję 20,7% cząstek PM10. Najmniejszy wkład pochodzi z emisji punktowych (1,3%), z sektora energetyki. Największym punktowym emitentem PM10 w Warszawie jest Energetyka Ursus, która znajduje się w południowo-zachodniej części miasta i obejmuje elektrociepłownię, oczyszczalnię ścieków, utylizację odpadów chemicznych, sieć transportu gazu itd. Udział w emisjach PM mają też pozostałe elektrociepłownie: Żerań (północna Warszawa), Siekierki (południowo-wschodnia Warszawa) i Wola (zachodnia Warszawa).



Typ emisji	PM10 [Mg/rok]	PM10 [Mg/rok/km <sup>2</sup> ]	Ilość źródeł
Powierzchniowe	1513,10	2,92	4473
Punktowe	901,15	1,74	1510
Liniiowe:	4911,55	9,48	6535
a) spalanie	399,24	0,77	-
b) tarcie	227,57	0,44	-
c) pył	4284,72	8,27	-
SUMA	7323,22	14,14	12518

Tabela 6.1: Emisje PM10 w aglomeracji warszawskiej w 2004 roku (Rozporządzenie Nr 67 Wojewody Mazowieckiego z dnia 24 grudnia 2007 r. w sprawie określenia programu ochrony powietrza dla strefy aglomeracja warszawska. Dz. Urz. Woj. Maz. nr 269, poz. 9320).

## 6.3 Metodologia

Opisywane badania obejmują podsumowanie długoterminowych obserwacji AOD oraz koncentracji PM10 w Warszawie i okolicach Warszawy. Wykorzystane zostały dane pochodzące z kilku lokalizacji. W Warszawie pomiary wykonywane były w Laboratorium Transferu Radiacyjnego IGFUW oraz w 3 stacjach Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska (Centrum, Targówek, Ursynów) (ryc. 6.2).

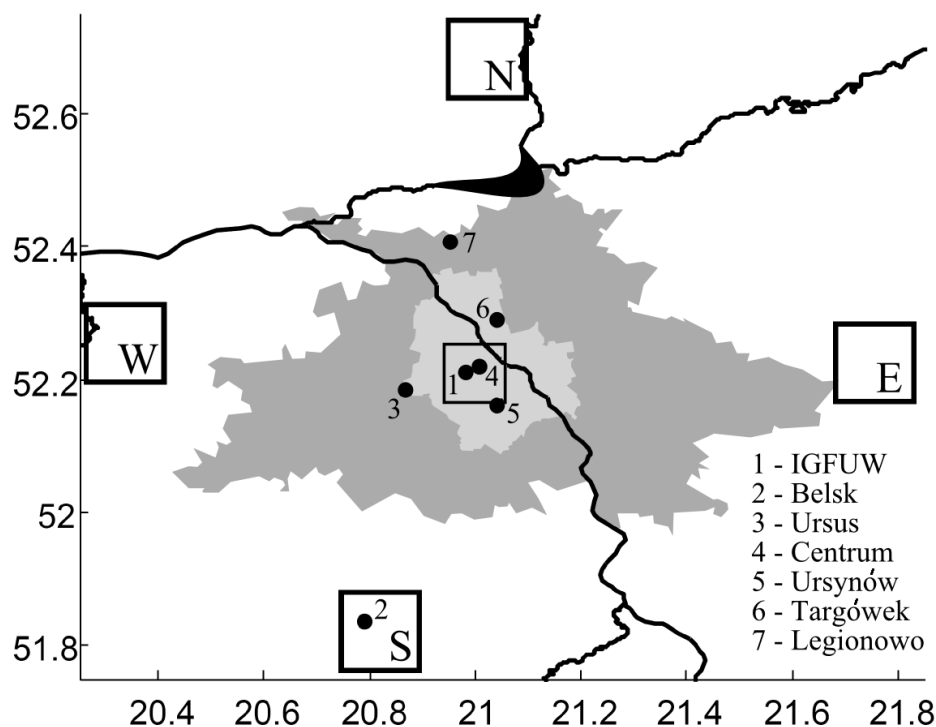
Stacja IGFUW (str. 60) leży około 4 km od centrum miasta (ryc. 6.2), w obszarze o zabudowie miejskiej i stosunkowo dużym natężeniu ruchu drogowego. Pomiary AOD prowadzone przy użyciu ręcznego przyrządu Microtops II w IGFUW sięgają marca 2005 roku. Kalibracja instrumentu została opisana w dodatku B (str. 139).

Na potrzeby prezentowanych badań instrument ten został ponadto wykorzystany do pomiarów AOD w dzielnicy Ursus (ryc. 6.2), położonej na zachodnim krańcu Warszawy (52,1853°N, 20,8682°E), około 8 km na południowy-zachód od IGFUW. Obserwacje były prowadzone podczas sprzyjających warunków atmosferycznych około godziny 8-9 czasu lokalnego, a następnie, 30 minut później, pomiar wykonywany był w IGFUW. W odwrotnej kolejności dane zbierane były w godzinach popołudniowych (ok. godz. 17-18).

Do pomiarów profilu pionowego własności aerozolu atmosferycznego w PBL wykorzystywany był ceilometr CHM-15K firmy JenOptik. Instrument i jego kalibracja opisane zostały w dodatku B (str. 141). Dane meteorologiczne są monitorowane przy użyciu stacji pogody (WXT510 firmy Vaisala) od roku 2005.

Do prowadzonych badań wybrane zostały pomiary koncentracji PM10 w War-





Rycina 6.2: Mapa okolic Warszawy. Zaznaczone na rysunku obszary odpowiadają terenom miasta Warszawa (jasnoszary) i aglomeracji warszawskiej (ciemnoszary). Czarne punkty wskazują umiejscowienie stacji pomiarowych: 1 - Instytut Geofizyki, Uniwersytet Warszawski (IGFUW), 2 - Obserwatorium Geofizyczne PAN w Belsku, 3 - Ursus, miejsce pomiarów fotometrycznych, 4, 5 i 6 - stacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska, kolejno: Centrum, Targówek, Ursynów, 7 - Obserwatorium Aerologiczne w Legionowie. Prostokąty oznaczają regiony, dla których analizowane były AOD z MODIS-a.

szawie wykonywane w 3 stacjach Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska przy pomocy przyrządu MLU TEOM1400a. Analizator pyłu zawieszonego MLU TEOM1400a jest instrumentem, który mierzy stężenie pyłu zawieszonego PM<sub>10</sub> metodą mikrowagi oscylacyjnej w sposób ciągły. Próg wykrywalności to około 0,06  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , dla średnich 1-godzinnych przy przepływie 3 l/min. Pierwsza stacja, Centrum, zlokalizowana jest około 2,5 km od IGFUW, przy skrzyżowaniu ul. Nowowiejskiej z Alejami Niepodległości. Kolejne dwa miejsca pomiarów znajdują się w dzielnicach mieszkaniowych: Ursynów (7,5 km od IGFUW) i Targówek (10 km od IGFUW) (ryc. 6.2). W przypadku lokalizacji w Centrum i na Ursynowie wykonywany jest również pomiar cząstek PM<sub>2,5</sub>.

W analizach wykorzystane zostały również pomiary AOD wykonane w Obserwatorium Geofizycznym PAN w Belsku (str. 60) w latach 2005-2011. Do pomiarów AOD wykorzystywany jest instrument CIMEL (str. 60), a koncentracje PM<sub>10</sub> mierzy analizator pyłu zawieszonego MLU TEOM1400a. W poniższej pracy, ze względu na

dostępność, wykorzystane zostały informacje o AOD z poziomu 1.5 (lata 2010-2011) i poziomu 2.0 (lata 2005-2011).

Dodatkowych informacji dostarczyły wartości obliczonego na podstawie pomiarów AOD wykładnika Ångströma. W niniejszej pracy użyte zostały dwie różne metody wyznaczania wykładnika Ångströma. Pierwsza metoda wykorzystująca pomiary w dwóch długościach fali, 500 i 870 nm, opisana jest wzorem 2.70. Drugim sposobem wyznaczenia wartości wykładnika Ångströma jest liniowe dopasowanie stosunków logarytmu AOD do logarytmu długości fali

$$\alpha = -\frac{\ln \tau_{\lambda}}{\ln \lambda}. \quad (6.1)$$

Błędy wyznaczenia wykładnika Ångströma znacząco maleją wraz ze wzrostem AOD (tabela 6.2) i rosną ze wzrostem wartości wykładnika Ångströma. Metoda dopasowania liniowego, która wykorzystuje dane z 5 kanałów spektralnych, jest mniej czuła na niepewności wynikające z kalibracji fotometrów słonecznych. W efekcie niepewności wykładnika Ångströma są około dwa razy mniejsze niż dla metody opartej na pomiarach z dwóch kanałów.

AOD 500 nm	Ångstrom = 0		Ångstrom = 1		Ångstrom = 2	
	Dopasowanie liniowe	500/870 nm	Dopasowanie liniowe	500/870 nm	Dopasowanie liniowe	500/870 nm
<b>0,05</b>	±0,25	±0,51	±0,32	±0,72	±0,42	±1,15
<b>0,1</b>	±0,12	±0,26	±0,16	±0,36	±0,21	±0,58
<b>0,2</b>	±0,06	±0,13	±0,08	±0,18	±0,11	±0,29
<b>0,5</b>	±0,025	±0,05	±0,03	±0,07	±0,04	±0,12
<b>1,0</b>	±0,01	±0,03	±0,015	±0,04	±0,02	±0,06

Tabela 6.2: Niepewności wyznaczenia wykładnika Ångströma dla metody dopasowania liniowego oraz metody dwukanałowej. Wyniki otrzymane dla różnych wartości AOD, przy czym niepewność AOD wynosi ±0,01.

Prowadzone analizy uzupełnione zostały wynikami radiosondaży atmosferycznych, które wykonywane są dwa razy dziennie w Obserwatorium Aerologicznym w Legionowie (numer stacji WMO: 12347, 52,406°N, 20,954°E, 96 m n.p.m.). Stacja ta, będąca częścią IMGW-PIB (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowy Instytut Badawczy), położona jest około 25 km od IGFUW i około 64 km od Belska (ryc. 6.2). Wykorzystane zostały również pola wiatru z reanalizy NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) z godzin 0:00, 6:00, 12:00 i 18:00 UTC.

Ponadto użyte zostały pomiary AOD wykonane przez detektor MODIS (str. 46). Skanowanie okolic Warszawy w przypadku tego detektora ma miejsce między 9:00 a 11:30 UTC. Do analiz wybrano dane odpowiadające lokalizacjom stacji w IGFUW w Warszawie oraz ośrodka PAN Belsku, a także 5 regionom zaznaczonym na ryc. 6.2. Rozmiar sektora centralnego wynosił 10x10 km, natomiast pozostałych 20x20 km. W przypadku, gdy pomiary satelitarne z danego punktu nie były dostępne wybierany był najbliższy pomiar wykonany w określonym promieniu od analizowanego miejsca.

## **6.4 Długoterminowe obserwacje własności aerozolu w pionowej kolumnie powietrza**

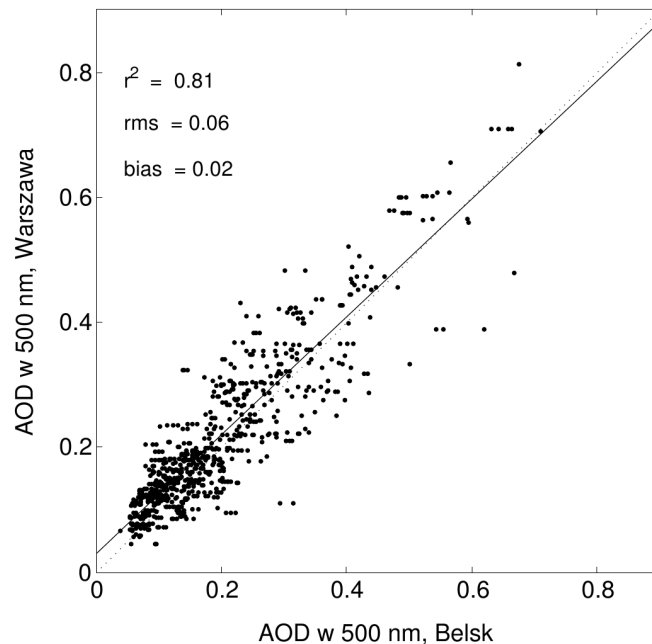
### **6.4.1 Pomiary naziemne AOD**

Prezentowana w tej części rozdziału analiza oparta jest na obserwacjach AOD, prowadzonych w Warszawie (fotometr: Microtops) i Belsku (fotometer: CIMEL) w latach 2005-2011. Wybranych zostało ponad 800 pomiarów, wspólnych dla obydwu lokalizacji, przy czym okno czasowe przyjęte było jako równe 30 minut. Porównanie AOD (w 500 nm) zmierzonej na tych stacjach przedstawione zostało na ryc. 6.3. Średnia różnica (bias) AOD obliczona dla Warszawy i Belska jest dodatnia i wynosi 0,02, root mean square (rms) przyjmuje wartość 0,06. Współczynnik korelacji danych z obydwu stacji wynosi 0,81. Różnice AOD między stacjami mieszczą się w przedziale niepewności instrumentów. Błąd w przypadku CIMEL-a szacowany jest bowiem na  $\pm 0,01$  (Holben et al., 1998), a dla Microtopsa, w zależności od źródła, na  $\pm 0,015$  (Pietras et al., 2002),  $\pm 0,02$  (Knobelspiesse et al., 2004) i 6% (Evgenieva et al., 2008). Jeżeli dane zawężone zostaną do AOD mniejszych niż 0,2 otrzymany bias jest nieco większy (0,03), a rms mniejszy (0,04), co może sugerować, że istnieje istotna statystycznie różnica między grubościami optycznymi notowanymi w Warszawie i w Belsku. Dopasowanie liniowe (linia ciągła) pomiędzy danymi z Belska i Warszawy wykazuje małe odchylenie od idealnego. Nachylenie prostej wynosi 0,95, a przesunięcie 0,03, co wskazuje na fakt, że przy małej wartości AOD grubość optyczna jest wyższa w Warszawie niż w Belsku. W przypadkach, gdy AOD przyjmuje duże wartości, większy wpływ od emisji miejskich ma horyzontalna niejednorodność. Ponadto, wartość rms dla porównania danych z Belska i Warszawy jest wyższa w przypadku małych wartości AOD. Średni bias dla silnie zanieczyszczonej atmosfery wynosi zero, co może się wiązać z różnicami w polu widzenia (FOV). Dla instrumentu CIMEL FOV to  $1,2^\circ$ , natomiast dla Microtopsa FOV jest nieco większe:  $2,5^\circ$ . W warunkach silnego zanieczyszczenia atmosfery ilość promieniowania rozproszonego w obszarze aureoli słonecznej jest znacząco większa niż dla atmosfery

słabo zanieczyszczonej. W efekcie Microtops rejestruje więcej promieniowania rozproszonego w przód, a zatem wyznaczona AOD będzie niższa niż w przypadku CIMEL-a (Russell et al., 2004). Różnice AOD mogą być również związane z transportem cząstek (Chubarova et al., 2011) oraz horyzontalną niejednorodnością transportowanych mas powietrza. Zaznaczyć należy, że niepewności współczynników kalibracyjnych ( $\Delta I_{\lambda_0}$ ) odpowiadają jedynie za błąd systematyczny wyznaczanej AOD ( $\tau_\lambda$ ), który nie zależy od wartości AOD

$$\Delta\tau_\lambda = \frac{k}{m}\Delta\ln I_{\lambda_0}, \quad (6.2)$$

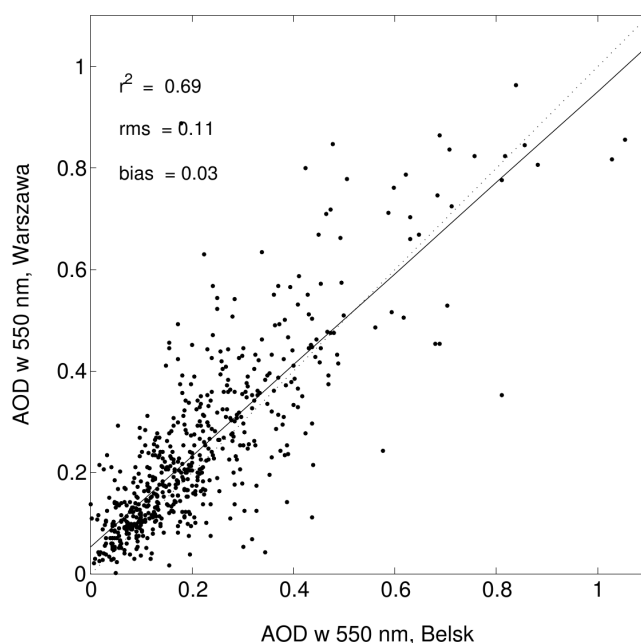
gdzie  $m$  oznacza masę optyczną atmosfery,  $k$  - współczynnik korekcji na odległość Ziemia-Słońce, a  $\Delta\ln I_{\lambda_0}$  to niepewność współczynników kalibracyjnych.



Rycina 6.3: Porównanie AOD w 500 nm zaobserwowanego w latach 2005-2011 na stacji AERONET-u w Belsku (CIMEL) i na stacji IGFUW w Warszawie (Microtops). Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych.

Podobna analiza wykonana została dla obserwacji wykonanych w latach 2000-2010 przez instrument satelitarny MODIS. Z 11-letniej bazy danych wybrano piksele obejmujące teren Belska i Warszawy (ryc. 6.2). W tym przypadku liczba wspólnych dla obu lokalizacji pomiarów wyniosła 600. Porównanie AOD w 550 nm dla Belska i Warszawy przedstawione zostało na ryc. 6.4. Średnia różnica wyniosła 0,03, rms przyjął wartość 0,11, a współczynnik korelacji 0,69. Tak jak w przypadku pomiarów naziemnych, dopasowanie liniowe charakteryzuje dodatnie przesunięcie (0,05) i nachylenie nieco poniżej 1,0. Niski i pozytywny bias potwierdza niewielki wpływ Warszawy na

AOD. Wyższy rms w przypadku danych satelitarnych wiąże się ze znacząco wyższymi niepewnościami AOD wyznaczonej z danych satelitarnych (dla detektora MODIS  $\pm 0,05 \pm 0,15\tau$ , (Remer et al., 2005; Levy et al., 2010) w porównaniu do pomiarów z AERONET-u (Chu et al., 2002).



Rycina 6.4: Porównanie AOD w 550 nm zmierzonego przez detektor MODIS w latach 2000-2010 w Warszawie i Belsku. Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych.

Obserwowane różnice AOD zależą w znacznym stopniu od warunków meteorologicznych. Wpływ emisji Warszawy na AOD jest większy w przypadku występowania niewielkiego gradientu ciśnienia i w obecności bardzo stabilnej warstwy granicznej, co wiąże się ze słabą wentylacją i długim czasem przebywania mas powietrza nad obszarem źródłowym. W sytuacjach, gdy prędkość wiatru jest mniejsza niż 2,5 m/s, średnia różnica AOD między Warszawą a Belskiem wzrasta z 0,02 do 0,04 dla obserwacji fotometrycznych oraz z 0,03 do 0,05 dla danych z detektora MODIS (tabela 6.3). Jeżeli analizowane dane zostaną zawężone do przypadków z prędkością wiatru powyżej 4 m/s, różnice AOD są mniejsze niż 0,005. Podobnie, gdy gradient temperatury w pierwszych 200 metrach atmosfery jest większy niż  $5^\circ/100$  m (silna inwersja), średnia różnica AOD, w oparciu o pomiary naziemne, wynosi 0,05. W przypadku obserwacji satelitarnych liczba takich przypadkach równa jest zero, gdyż podczas wykonywania pomiarów przez MODIS (blisko południa) nie występują silne inwersje przy powierzchni ziemi.

Podobne wyniki zostały odnotowane przez Chubarova et al. (2011) dla rejonu Moskwy, gdzie średnia różnica AOD (wrzesień 2006 - kwiecień 2009) między dwoma sta-

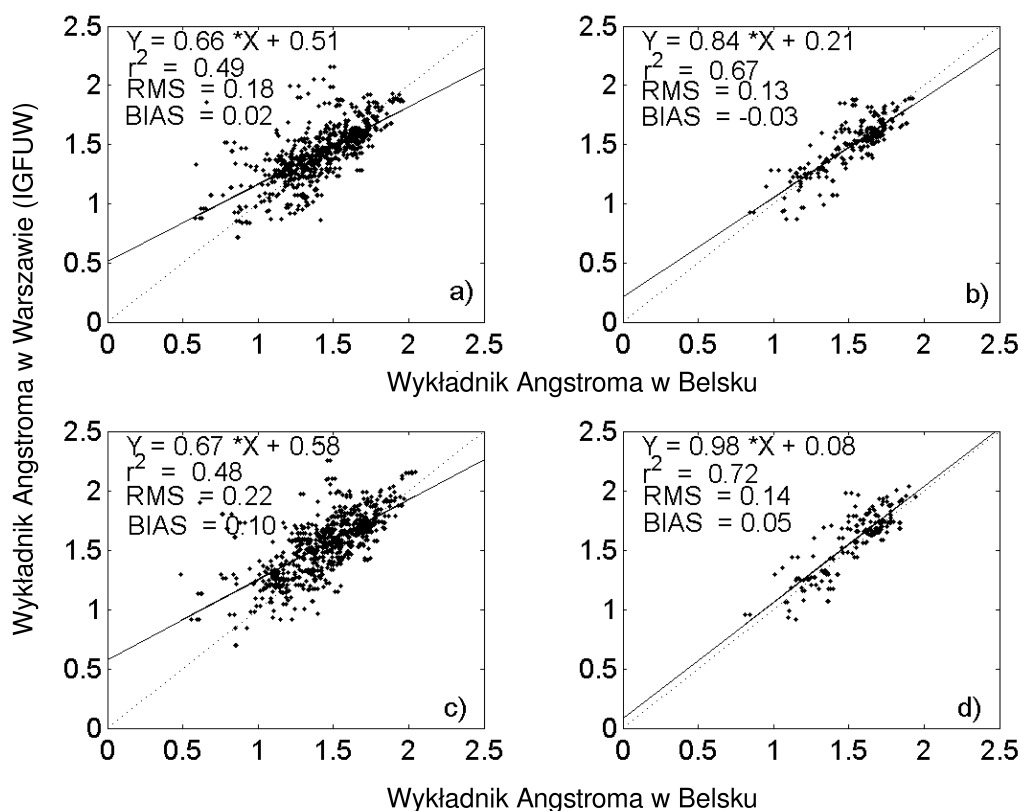
Statystyki	Obserwacje naziemne		Obserwacje z MODISa	
	wiatr $v \leq 2,5$ m/s	gradient $\Gamma \geq 5^\circ/100$ m	wiatr $v \leq 2,5$ m/s	gradient $\Gamma \geq 5^\circ/100$ m
bias	0,04 (0,02)	0,05	0,05 (0,03)	x
rms	0,07 (0,06)	0,08	0,13 (0,11)	x
$r^2$	0,83 (0,81)	0,62	0,70 (0,69)	x

Tabela 6.3: Porównanie AOD zmierzonego w Warszawie i Belsku za pomocą fotometrów słonecznych oraz AOD z MODIS-a. Wybrane zostały pomiary wykonane przy prędkości wiatru niższej niż 2,5 m/s i gradiencie temperatury w pierwszych 200 m od powierzchni ziemi większym niż  $5^\circ/100$  m. Wartości dla wszystkich pomiarów, niezależnie od warunków atmosferycznych, przedstawione zostały w nawiasach.

cjami AERONET-u, Obserwatorium Meteorologicznym Uniwersytetu Moskiewskiego i Stacją Naukową Zvenigorod, wynosiła 0,02 w 500 nm. Porównując wielkość aglomeracji moskiewskiej (10,6 miliona mieszkańców) i warszawskiej (1,7 miliona mieszkańców) spodziewać się można, że wpływ Moskwy na własności aerozolu w pionowej kolumnie powietrza będzie znacząco większy. Ponieważ jednak obydwie stacje położone są w zachodniej części aglomeracji moskiewskiej rzeczywisty wpływ miasta może być większy niż ten oszacowany na podstawie pomiarów.

#### 6.4.2 Pomiary naziemne wykładnika Ångströma

Wykładnik Ångströma (wzór 2.70, str. 31) jest wielkością używaną do określania spektralnej zależności własności aerozolu i jest związany z rozkładem wielkości cząstek aerozolu atmosferycznego. Parametr ten zależy od promienia efektywnego i współczynnika refrakcji aerozolu. Pomimo że zależność pomiędzy wykładnikiem Ångströma a rozkładem wielkości cząstek jest skomplikowana, to jednak parametr ten niesie użyteczne informacje na temat rozmiarów cząstek aerozolu. Na rycinie 6.5 zaprezentowane zostało porównanie wykładnika Ångströma wyznaczonego z pomiarów fotometrycznych dla dwóch lokalizacji: Warszawy (IGFUW) i Belska. Wykresy 6.5 a i b prezentują wyniki liniowego dopasowania zastosowanego do 5 długości fali (wzór 6.1), natomiast wykresy 6.5 c i d odpowiadają metodzie wykorzystującej dwie długości fali (wzór 2.70). Porównanie wszystkich dostępnych obserwacji wykładnika Ångströma z Warszawy i Belska (ryc. 6.5 a i c) pokazuje pozytywny bias (0,02 i 0,1), stosunkowo wysoką wartość rms (0,18 i 0,22) oraz niski współczynnik korelacji (0,49 i 0,48).



Rycina 6.5: Porównanie wykładników Ångströma zmierzonych fotometrem słonecznym na stacjach w Belsku i Warszawie. Wykresy a) i b) prezentują wyniki dla metody liniowego dopasowania (wzór 6.1) dla wszystkich obserwacji (a) oraz dla przypadków z błędem mniejszym niż 0,1 (b). Na wykresach c) i d) przedstawione są wyniki z metody dwukanałowej (wzór 6.5) dla wszystkich obserwacji (c) oraz dla przypadków z błędem mniejszym niż 0,2 (d). Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych.

Znaczne wartości rms wykładnika Ångströma pomiędzy obydwoma stacjami związane są z wysokimi niepewnościami pomiaru. Jeżeli dane zostaną zawężone do tych obarczonych niewielkim błędem uzyskamy znacząco lepszą zgodność. Na wykresach 6.5 b) i d) przedstawione zostały jedynie te wartości wykładnika Ångströma, dla których błąd jest mniejszy niż odpowiednio 0,1 i 0,2. W tym przypadku bias jest niewielki (-0,03 i 0,05), a współczynnik korelacji znacząco wyższy niż dla wszystkich obserwacji. Uzyskane wyniki sugerują, że emisje pochodzące z Warszawy mają niewielki wpływ na wartości wykładnika Ångströma. Podobna analiza przeprowadzona dla dni z niskimi prędkościami wiatru ( $v \leq 2,5$  m/s) i w przypadku silnej inwersji również nie wykazała większych różnic w wykładniku Ångströma.



### 6.4.3 Pomiary satelitarne zmienności AOD w rejonie Warszawy

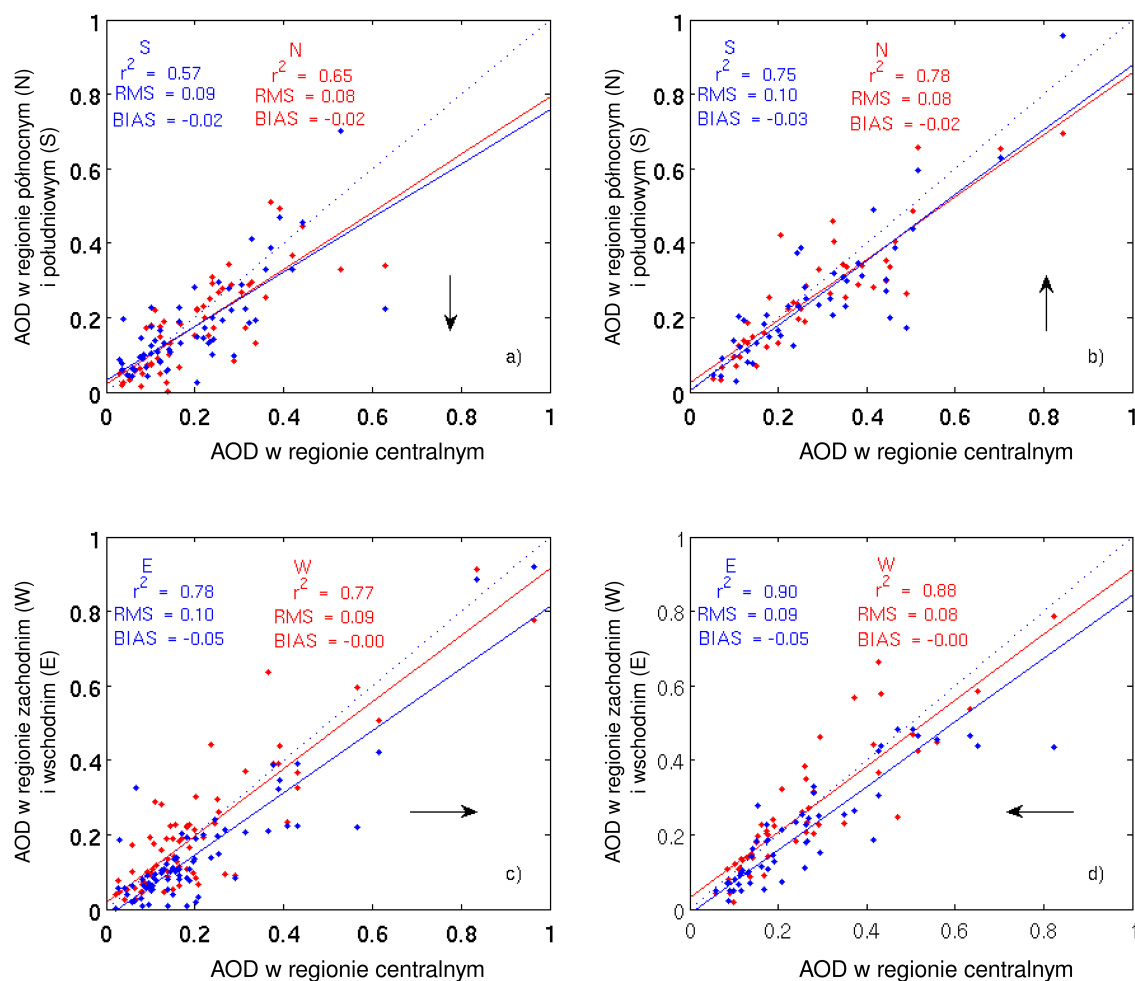
W celu zbadania zmienności AOD w rejonie Warszawy zdefiniowanych zostało 5 rejonów: centralny, zachodni, wschodni, północny i południowy, dla których przeanalizowane zostały dane pochodzące z detektora MODIS. Z bazy danych obejmującej 11 lat pracy instrumentu (2000-2010) wybrano 392 pomiary, dla których wartości AOD były dostępne dla wszystkich 5 sektorów. Najwyższe wartości długoterminowej średniej AOD odnotowano w rejonie centralnym (0,232) i zachodnim (0,226). Nieco niższe średnie AOD wystąpiły w obszarach położonych na południe (0,216) i na północ (0,212) od Warszawy, a najniższe w sektorze wschodnim (0,195). Różnice te związane mogą być z kierunkami wiatru. Podczas dni bezchmurnych, dla których wykonywane były pomiary AOD, dominującym kierunkiem wiatru jest kierunek wschodni i południowo-wschodni (tabela 6.4), co może być przyczyną niskich AOD obserwowanych w rejonie wschodnim (mały wpływ emisji w Warszawie). Zanieczyszczenia emitowane w Warszawie w tych dniach były transportowane głównie na zachód, co uwidacznia się w średniej AOD. Należy zaznaczyć, że w Europie Centralnej najczęściej obserwuje się adwekcję mas powietrza z zachodu, jednak podczas takich sytuacji synoptycznych dni bezchmurne stanowią jedynie około 6%.

Stan nieboskłonu:	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
<i>bezchmurny</i>	8,5	15,3	19,8	20,5	14,7	7,9	5,9	7,4
<i>dowolny</i>	7,8	9,8	13,1	10,0	10,4	19,5	21,0	8,4

Tabela 6.4: Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru (%) w Warszawie dla wszystkich dni (stan nieboskłonu: *dowolny*) i dni bezchmurnych (stan nieboskłonu: *bezchmurny*).

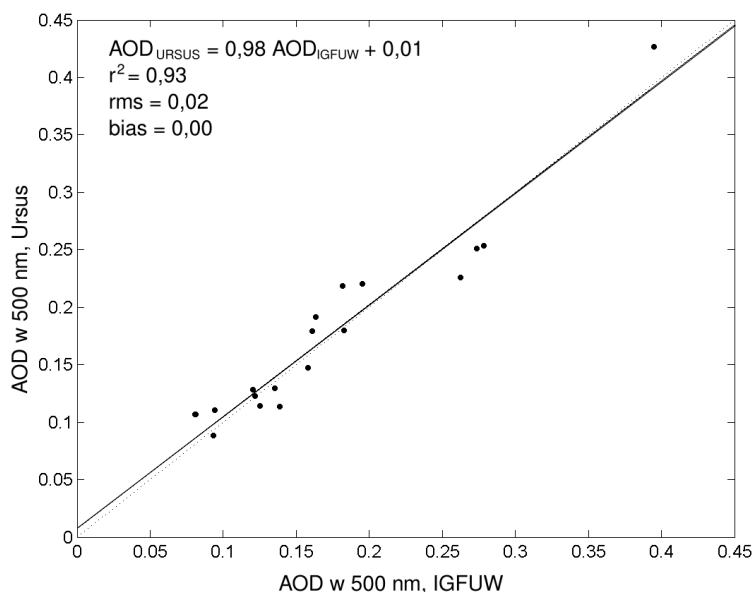
Dodatkowych informacji dostarcza analiza kierunków wiatru. Porównanie AOD zmierzonych w 5 rejonach dla różnych kierunków wiatru przedstawione zostało na rycinie 6.6. Podczas napływu mas powietrza z północy średnia różnica AOD między centralnym a północnym rejonem wynosi 0,02 i tyle samo dla regionów centralnego i południowego. Podobne wyniki otrzymywane są dla wiatru południowego (średni bias równy odpowiednio 0,03 i 0,02). W przypadku przepływów równoleżnikowych obserwowane zmiany były około dwa razy większe, jednak bias wyniósł 0,05 tylko w przypadku porównania sektora wschodniego z centralnym, dla przepływu wschodniego i zachodniego. Różnica między rejonem zachodnim a centralnym wynosi poniżej 0,005, co może wiązać się z większymi emisjami aerozolu na tym obszarze. W pozostałych przypadkach zanieczyszczenie masy powietrza wzrasta nad miastem. Zaznaczyć należy jednak, że wartości jakie przyjmuje bias są mniejsze od niepewności AOD.





Rycina 6.6: Analiza AOD z MODISA (550 nm) dla wybranych regionów (ryc. 6.2) podczas północnych (a), południowych (b), zachodnich (c) i wschodnich przepływów w atmosferze. Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych. Bias został obliczony dla regionu centralnego.

Podobne wyniki otrzymano dla centralnych i południowo-zachodnich obszarów miasta na podstawie pomiarów Microtopsem. Obserwacje wykonywane były w centrum Warszawy (IGFUW) oraz w Ursusie (ryc. 6.2), przy czym odległość między lokalizacjami to około 8 km. Wybrane zostały pomiary wykonane tym samym instrumentem w oknie czasowym 30 minut. Porównanie wyników przedstawione zostało na ryc. 6.7. Bias jest równy zero, rms przyjmuje bardzo niską wartość (0,02) a współczynnik korelacji jest wysoki (0,93), co wskazuje na bardzo małą zmienność AOD w kierunku zachodnim. Wyniki nie zmieniają się znacząco w zależności od prędkości i kierunku wiatru. Brak statystycznie znaczących różnic AOD w tych dwóch częściach Warszawy może być związane ze stosunkowo wysokim poziomem emisji w dzielnicy Ursus (str. 98).



Rycina 6.7: Porównanie AOD w 500 nm zmierzonego Microtopsem w dwóch lokalizacjach w Warszawie (IGFUW i Ursus). Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych.

## 6.5 Zmienność czasowa i przestrzenna koncentracji PM<sub>10</sub> i PM<sub>2,5</sub> w rejonie Warszawy

Wnioski dotyczące stosunkowo niewielkiej zmienności przestrzennej AOD w rejonie Warszawy mogą być poparte wynikami pomiarów PM<sub>10</sub>, PM<sub>2,5</sub> i koncentracji gazów chemicznych prowadzonych w ramach sieci monitoringu Wojewódzkich Inspektoratów Ochrony Środowiska. W tabeli 6.5 przedstawione zostały średnie długoterminowe (2005-2011) z obserwacji PM<sub>10</sub>, PM<sub>2,5</sub>, SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> i CO prowadzonych w Belsku i na 3 stacjach w Warszawie (ryc. 6.2). Różnica koncentracji PM<sub>10</sub> między Belskiem i Ursynowem wynosi jedynie 2,2 µg/m<sup>3</sup> (7%). Nieco większą różnicę stwierdzono dla Belska i Targówka (4,6 µg/m<sup>3</sup>, 14%). Jednak średnie różnice koncentracji PM<sub>10</sub> obliczone dla momentów wykonywania pomiarów fotometrycznych (maksymalny odstęp 1 h) w Belsku i Warszawie są znacznie większe, co może być związane z warunkami pogodowymi. W większości przypadków obserwacje fotometryczne miały miejsce w warunkach antycyklonalnych, związanych z małą prędkością wiatru i niewielkim mieszaniem pionowym (rano i późnym popołudniem). Przykładowo średnia prędkość wiatru przy powierzchni w Warszawie wynosi 4 m/s, a średnie ciśnienie na poziomie morza - 1012 hPa, jednak dla dni pomiarowych prędkość wiatru była niższa (2,6 m/s), zaś ciśnienie wyższe (1019,7 hPa). Dla tych dni średni bias dla Ursynowa i Belska wynosił już 5,7 µg/m<sup>3</sup> (13%), a dla Targówka i Belska 9,8 µg/m<sup>3</sup> (20%). Względne różnice

w koncentracji PM10 są tutaj zbliżone do różnic AOD (10-15%).

Znacznie większe wartości długookresowej średniej koncentracji PM10 odnotowano na stacji Warszawa Centrum. Dla wszystkich danych średnia koncentracja PM10 przekroczyła  $51 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , zaś po zawężeniu danych do dni, w których wykonywane były pomiary fotometryczne wartość ta wyniosła  $61 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Stacja ta umieszczona jest ok. 3 metrów od ulicy o dużym natężeniu ruchu, w zwartej miejskiej zabudowie o słabej wentylacji poziomej. W tym rejonie Warszawy największy wkład do zanieczyszczania powietrza ma ruch samochodowy, co tłumaczy wysoki poziom koncentracji  $\text{NO}_2$  i CO (tabela 6.5). Również stężenie  $\text{SO}_2$  jest dużo wyższe (40-60%) w Warszawie niż w Belsku.

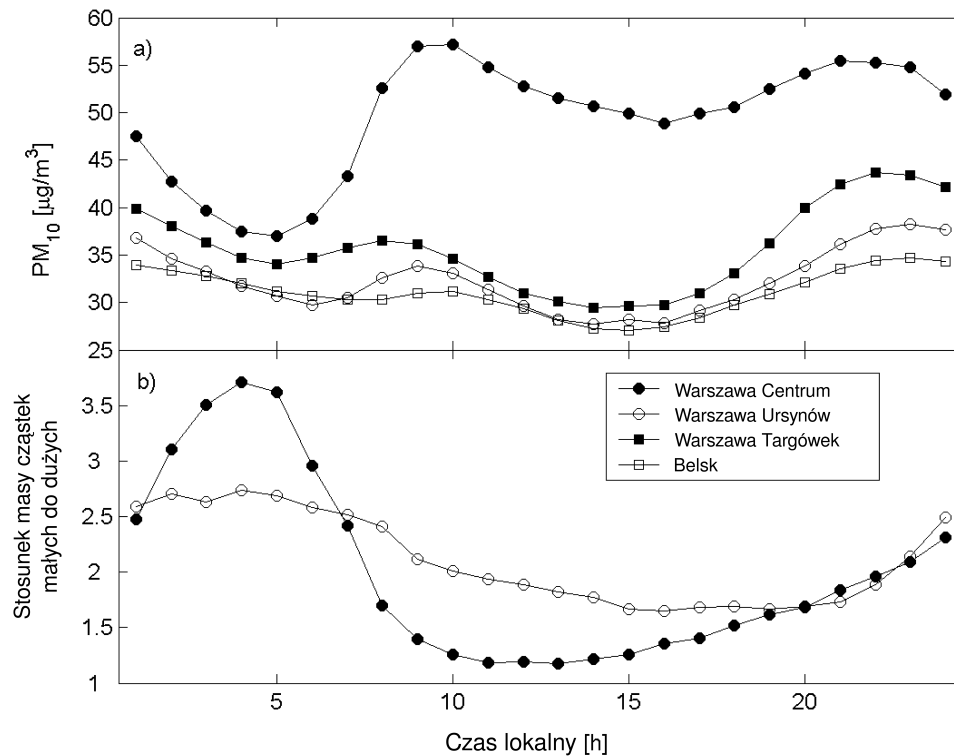
	Belsk	Warszawa Centrum	Warszawa Ursynów	Warszawa Targówek
<b>PM10</b> [ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]	31,2 (39,6)	51,6 (61,7)	33,4 (45,3)	35,8 (49,4)
<b>SO<sub>2</sub></b> [ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]	6,5	x	9,1	10,4
<b>NO<sub>2</sub></b> [ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]	19,8	97,4	49,3	55,0
<b>CO</b> [ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]	449	1570	x	669
<b>PM2,5*</b> [ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]	x	32,8	20,9	x

\*PM2,5 dostępne tylko dla lat 2010 i 2011.

Tabela 6.5: Średnie roczne (2005-2011) koncentracje PM10,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_2$ , CO i PM2,5 dla Belska i Warszawy. Wartości w nawiasach wyznaczone są dla okresu pomiarów wspólnego z wykorzystywanymi danymi fotometrycznymi.

Dodatkowych informacji na temat miejskich źródeł zanieczyszczeń i wielkości cząstek emitowanych dostarcza relacja między PM10 i PM2,5. Na rycinie 6.8 przedstawiony został cykl dobowy PM10 w 3 warszawskich stacjach i w Belsku (a), a także cykl dobowy stosunku koncentracji masy cząstek małych do dużych ( $\text{PM}_{2,5}/[\text{PM}_{10}-\text{PM}_{2,5}]$ ) dla dwóch lokalizacji w Warszawie (b). We wszystkich przypadkach (a) widoczny jest cykl dobowy z dwoma maksimumami (rano: 8:00-10:00 LST (czasu lokalnego), w nocy: 21:00-22:00 LST) i dwoma minimumami (5:00-6:00 LST i 15:00 LST). Największe dobowe amplitudy obserwuje się w Warszawie, szczególnie w centrum miasta. Poranne maksimum związane jest z emisjami z ruchu samochodowego, ponieważ największe wartości  $\text{NO}_2$ , emitowanego głównie w wyniku procesów spalania, notowane są w tym samym czasie. Natomiast maksimum nocne przypada około 5 godzin po popołudniowym maksimum ruchu samochodowego (między 17:00 i 18:00 LST, na podstawie pomiarów  $\text{NO}_2$ ), co jest zbieżne z rezultatami innych badań (Querol et al., 2001; Evagelopoulos

et al., 2006). Brak widocznego maksimum PM<sub>10</sub> w godzinach popołudniowych jest najprawdopodobniej związany z występowaniem mieszania konwekcyjnego i rozcieńczania zanieczyszczonego powietrza lub z różnicami w czasie tworzenia się nocnej PBL.



Rycina 6.8: Dzienny cykl koncentracji PM<sub>10</sub> (a) oraz współczynnika PM<sub>2,5</sub>/(PM<sub>10</sub>-PM<sub>2,5</sub>) (b) wyznaczony na podstawie obserwacji z lat 2007-2011 dla 4 stacji pomiarowych.

Stosunek koncentracji masy cząstek małych do dużych [PM<sub>2,5</sub>/(PM<sub>10</sub>-PM<sub>2,5</sub>)] wykazuje największe zmiany wartości na stacji Warszawa Centrum, przy czym występuje tylko jedno minimum i jedno maksimum w ciągu doby. Generalnie, udział cząstek małych jest mniejszy w ciągu dnia w przypadku obydwu stacji. Duże natężenie ruchu drogowego w godzinach porannych odpowiada za emisję dużych cząstek, których koncentracja następnie stopniowo spada. Znaczna ilość cząstek małych zawieszonych w powietrzu w nocy wskazuje na stosunkowo szybką depozycję cząstek większych, ale również na zmianę źródeł emisji, skutkującą innym rozkładem wielkości cząstek.

Niewielkie różnice średnich stosunków koncentracji masy cząstek małych do dużych [PM<sub>2,5</sub>/(PM<sub>10</sub>-PM<sub>2,5</sub>)] między Warszawą Centrum (2,0) i południową dzielnicą (2,1) są zbliżone z analizą wartości wykładnika Ångströma (str. 106). Stwierdzić zatem można, że wpływ emisji warszawskich na własności mikrofizyczne aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery jest niewielki.

## 6.6 Porównanie własności aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery i przy powierzchni ziemi

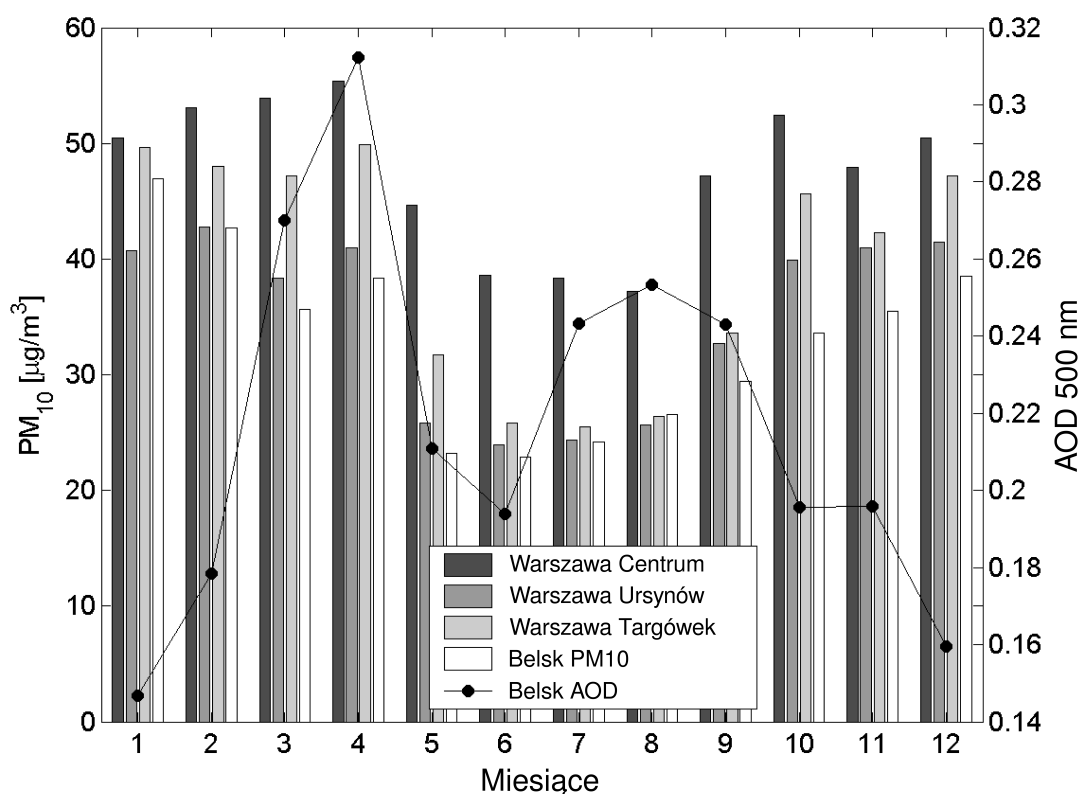
Korelacja między pomiędzy AOD i PM10 jest na ogół niewielka (Filip and Stefan, 2011), ponieważ obie wielkości odnoszą się do różnych warstw atmosfery oraz mają inną interpretację fizyczną. Wyznaczony na podstawie dostępnych pomiarów współczynnik korelacji ( $r^2$ ) wynosi dla Belska 0,46. Natomiast w przypadku Warszawy współczynnik korelacji obliczony na podstawie pomiarów w IGFUW i na stacji Warszawa Centrum przyjmuje wartość 0,35 dla PM10 i 0,42 dla cząstek PM2,5. Niższy współczynnik korelacji AOD i PM10 związany może być z większymi lokalnymi emisjami miejskimi. Mimo że współczynniki korelacji są znaczące statystycznie (95% istotności), ich niskie wartości wskazują na fakt, że relacja między powierzchniową koncentracją cząstek a własnościami optycznymi mierzonymi w kolumnie atmosfery jest bardziej skomplikowana. Wpływ na wartość współczynnika korelacji ma stan PBL (stratyfikacja i wysokość warstwy mieszania), długodystansowy transport powyżej warstwy granicznej, rozkład wielkości cząstek aerozolu, a także jego skład chemiczny, zróżnicowanie obszarów źródłowych i transportu oraz depozycja cząstek. Jeżeli w analizie danych uwzględnione zostaną jedynie obserwacje przeprowadzone podczas warunków chwiejnych z superadiabatyicznym gradientem temperatury powyżej  $-2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , współczynnik korelacji AOD i PM10 w Warszawie osiągnie wartość 0,69. Podobnie jeżeli wysokość warstwy mieszania wynosi 2 km, współczynnik korelacji wzrasta do 0,7, co jest fizycznie uzasadnione.

Wartość współczynnika korelacji AOD i PM10 związana jest ze zmianami pionowego mieszania spowodowanego rozwojem i zanikiem konwekcji. Korelacja tych dwóch wielkości zależy również od rozmiarów cząstek aerozolu. Dla dużych cząstek (wykładnik Ångströma  $< 0,5$ ) współczynnik korelacji AOD i PM10 wynosi około 0,5, natomiast dla cząstek małych (wykładnik Ångströma  $> 1,7$ ) jego wartość przekracza 0,65. W pierwszym przypadku uzyskany wynik wiąże się prawdopodobnie z transportem pyłu pustynnego w środkowej troposferze, wówczas wpływ PM10 na AOD jest niewielki.

Znacznie większe zmienności współczynnika korelacji AOD i PM10 były notowane np. w Chinach (Song et al., 2009), gdzie wartość tego parametru wynosiła  $-0,6$  w północno-centralnej części kraju i  $0,6$  na południowo-wschodnim wybrzeżu. Współczynnik korelacji przyjmuje zatem wysokie wartości dla terenów gęsto zaludnionych, podczas gdy negatywne wartości są obserwowane nad obszarami pustynnymi, które są źródłem dużych cząstek pyłu pustynnego.

Przebiegi średnich wartości PM10 i AOD w ciągu roku różnią się znacząco od siebie,

co wiąże się ze zmianami emisji zanieczyszczeń i warunków pogodowych. Na rycinie 6.9 zaprezentowane są średnie miesięczne koncentracje PM<sub>10</sub> zmierzone na 3 stacjach w Warszawie oraz PM<sub>10</sub> i AOD w 500 nm, zarejestrowane przez przyrządy znajdujące się w Belsku. Zaobserwowane wartości PM<sub>10</sub>, na wszystkich 4 stacjach, wykazują silny cykl roczny z maksimum w miesiącach zimowych.



Rycina 6.9: Średnie miesięczne wartości koncentracji PM<sub>10</sub> dla stacji Warszawa Centrum, Warszawa Ursynów, Warszawa Targówek, Belsk (słupki) oraz AOD (500 nm) zmierzone w Belsku (linia ciągła). Wykorzystane zostały pomiary z lat 2005-2011.

Wiąże się to z większymi emisjami zanieczyszczeń, głównie z ogrzewania, i płytszą warstwą graniczną, w porównaniu do okresu letniego. Ponadto zimą różnice w koncentracjach PM<sub>10</sub> na analizowanych stacjach są około dwóch razy większe niż w przypadku miesięcy letnich. Wyjątkiem jest Warszawa Centrum, gdzie notowane są różnice poniżej 30%. Między czerwcem a sierpniem koncentracje PM<sub>10</sub> na stacjach Belsk, Warszawa Targówek i Ursynów są prawie takie same. Jedynie dla centrum Warszawy notowane są znacznie wyższe wartości, zarówno w miesiącach letnich jak i w pozostałej części roku. Dla okresu zimowego najniższe koncentracje PM<sub>10</sub> zaobserwować można na stacji w Belsku.

Roczny przebieg wartości AOD wykazuje dwa maksima: w kwietniu i sierpniu, natomiast minimum przypada na miesiące grudzień - styczeń. Wiosenne maksimum

może być wyjaśnione napływem pyłu pustynnego transportowanego z nad Sahary (Maciszewska et al., 2010) oraz emisjami z wypalania traw (Jarosławski and Pietruczuk, 2010). Drugie maksimum AOD przypada na okres pożarów biomasy we wschodniej i południowej Europie (Jarosławski and Pietruczuk, 2010).

Dla długoterminowych średnich miesięcznych wartości AOD i PM10 zmierzonych w Belsku współczynnik korelacji przyjmuje wartość ujemną ( $r^2 = -0,33$ ). Występowanie maksimum koncentracji PM10 zimą, podczas gdy AOD jest w minimum, może być wyjaśnione sezonowymi zmianami w wysokości PBL. Na podstawie 3-letnich pomiarów ceilometrycznych (2009-2011) prowadzonych w IGFUW (Stachlewska et al., 2012), oszacowana wysokość PBL w okresie letnim jest około 2-2,5 razy większa niż podczas miesięcy zimowych. Na podstawie radiosondaży wykonywanych w Legionowie stwierdzić można również, że latem poziom kondensacji z podniesienia jest około dwa razy wyższy niż zimą (tabela 6.6). Ponadto gradient temperatury w pierwszych 200 m od powierzchni ziemi jest superadiabatyczny i około 2,5 razy większy niż w miesiącach zimowych. Takie warunki sprzyjają transportowi zanieczyszczeń emitowanych na powierzchni ziemi do wyższych warstw troposfery, co prowadzi do wzrostu AOD.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
LCL [m]	936	1069	1400	1910	1920	1825	1766	1707	1540	1256	987	927
$\Gamma$ [K/100m]	-1,2	-1,8	-2,1	-2,3	-2,6	-2,8	-2,7	-2,2	-2,2	-1,8	-1,3	-1,0

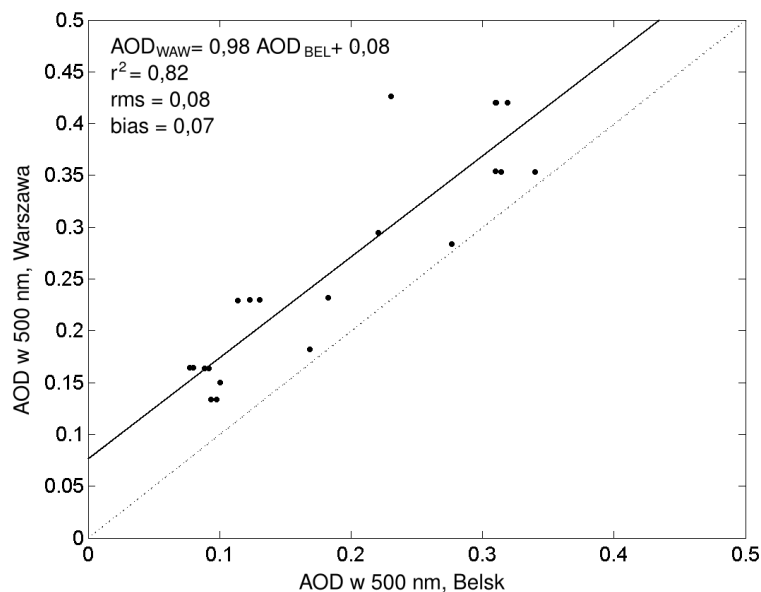
Tabela 6.6: Długookresowe (2000-2011) średnie wartości poziomu kondensacji z podniesienia (ang. *lifting condensation level*, LCL) i gradientu temperatury ( $\Gamma$  [K/100 m]) w warstwie do 200 m nad powierzchnią ziemi. Dane pochodzą z radiosondaży wykonywanych na stacji WMO w Legionowie codziennie, o godzinie 12:00 UTC.

## 6.7 Epizody smogowe

Wpływ lokalnych emisji na własności aerozolu atmosferycznego mierzone w kolumnie jest zwiększony podczas epizodów smogowych mających miejsce w specyficznych warunkach meteorologicznych. Zjawisku temu sprzyjają przypowierzchniowe inwersje temperatury połączone z mezoskalowym osiadaniem i niskimi prędkościami wiatru przy powierzchni. W celu zbadania tego efektu wybrane zostały obserwacje, dla których koncentracje PM10 są powyżej 90 percentyla dla każdej ze stacji. Odpowiada to koncentracjom PM10 większym niż 50,1, 106,8, 58,9 i 55,0  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  dla, odpowiednio, Belska, Warszawy Centrum, Targówka i Ursynowa. Na ryc. 6.10 zaprezentowano porównanie AOD w 550 nm zmierzonej w Belsku i Warszawie podczas warunków smogowych. W tym przypadku bias przyjmuje znacznie wyższe wartości (0,07) niż dla



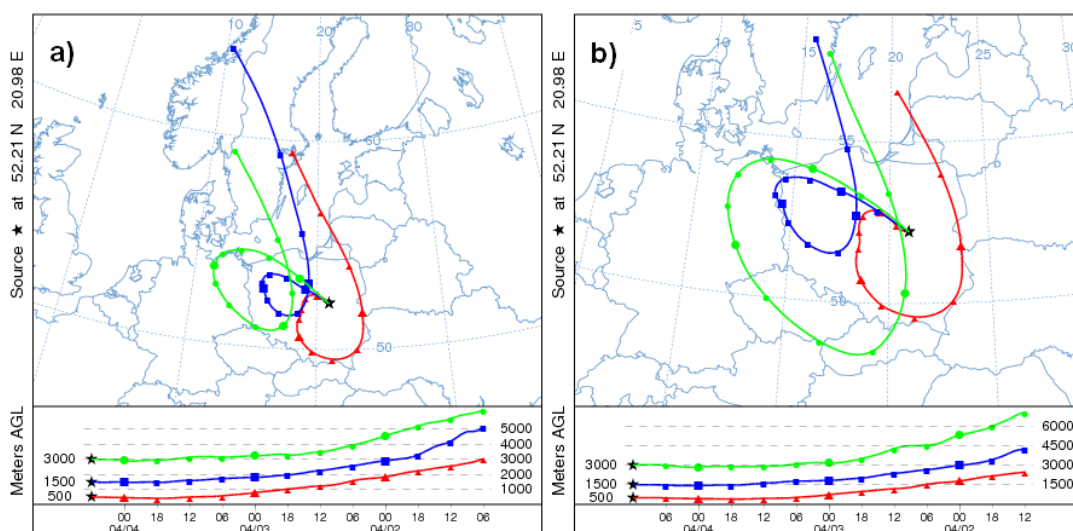
całego zbioru obserwacji (0,02), a rms i współczynnik korelacji wynoszą odpowiednio 0,08 i 0,83. Podobne wyniki uzyskane zostały przy zawężeniu danych do 95 percentyla, natomiast dla percentyla 80 średnia różnica AOD wyniosła już tylko 0,05. Do dalszej analizy wytypowany został dzień 4 kwietnia 2009 roku. Centralna i południowa Europa były tego dnia pod wpływem systemu wysokiego ciśnienia rozciągającego się od Azorów do Morza Czarnego. Ponadto bezchmurne niebo nad niemal całym obszarem Polski umożliwiało zarówno naziemne jak i satelitarne pomiary własności optycznych aerozolu atmosferycznego.



Rycina 6.10: Porównanie AOD w 500 nm zmierzonego w latach 2005-2011 podczas warunków smogowych w Warszawie (Microtops) i Belsku (CIMEL). Wybrane zostały przypadki, gdy zarejestrowana koncentracja PM10 była wyższa niż 90 percentyl dla danej stacji. Linia ciągła oznacza regresję liniową, a kropkowana - idealną zgodność danych.

Trajektorie wsteczne uzyskane z modelu HYSPLIT (Draxler and Rolph, 2010) i mające koniec w Warszawie o 6:00 UTC (a) i 12:00 UTC (b) (ryc. 6.11) wskazują na początkowo czystą masę powietrza polarno-morskiego, która po przekroczeniu Bałtyku przyjmuje charakterystykę powietrza kontynentalnego. Na wykresie zaprezentowanym na ryc. 6.11 widoczne jest, że czas przemieszczania się masy powietrza nad Polską (oraz częściowo Słowacją, Czechami i wschodnimi Niemcami) to 70 godzin. Sytuacja meteorologiczna, gdy masy powietrza przemieszczają się tak wolno i pozostają nad Polską ponad 24 h, jest nietypowa dla tej części Europy. Prędkość wiatru zmierzona w LTR IGFUW (około 25 m n.p.t.) nie przekraczała 2 m/s. Dodatkowo na początku tego okresu trajektorie wsteczne wskazują na duże mezoskalowe osiadanie - powietrze z wysokości 6, 5 i 3 km przemieściło się na wysokość 3, 1,5 i 0,5 km.

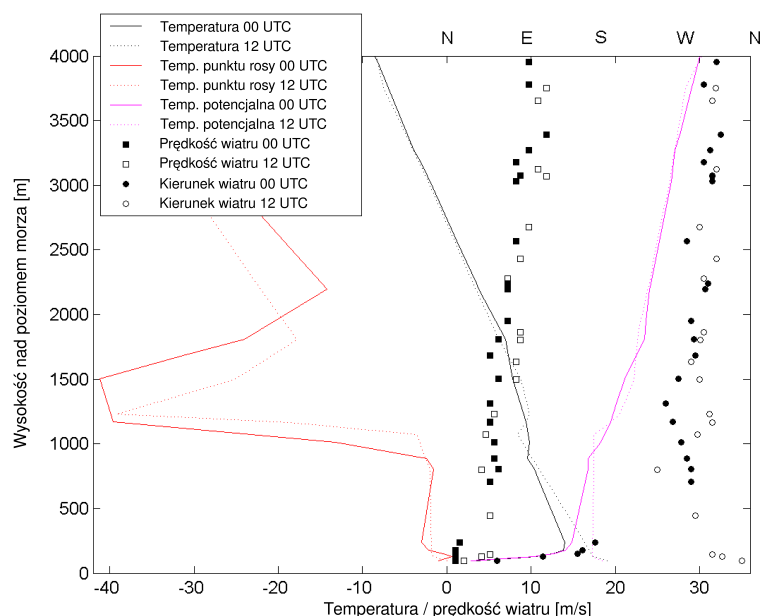




Rycina 6.11: Trajektorie wsteczne dla Warszawy otrzymane z modelu HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) dla godzin 6:00 (a) i 12:00 (b) UTC, dnia 4 kwietnia 2009 roku. Obliczenia wykonane zostały dla 72 godzin, a niezbędne dane meteorologiczne pochodziły z bazy GDAS (The Global Data Assimilation System).

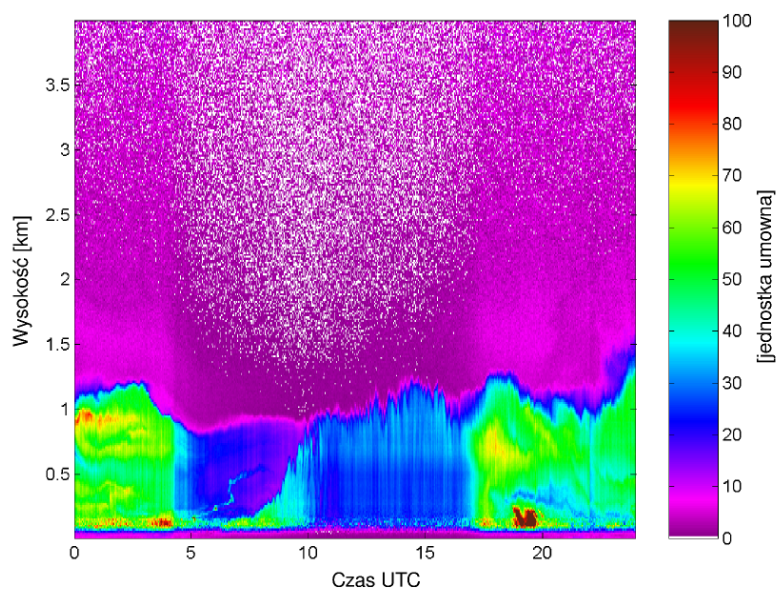
Mezoskalowe osiadanie widoczne jest na radiosondażach wykonanych na stacji w Legionowie (ryc. 6.12). Związany z inwersją temperatury spadek temperatury punktu rosy o około  $40^{\circ}\text{C}$  powyżej 1 km wskazuje na szczyt PBL. W ciągu nocy rozwinęła się silna powierzchniowa inwersja temperatury - w warstwie pierwszych 80 m temperatura wzrosła o  $10,2^{\circ}\text{C}$ . Taka sytuacja meteorologiczna doprowadziła do znacznej akumulacji zanieczyszczeń powietrza w cienkiej warstwie przy powierzchniowej. Dodatkowy wpływ na ilość pyłu zawieszonego miały emisje pochodzące z systemów ogrzewania gospodarstw domowych (minimalna temperatura nad ranem wynosiła  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ ). Zaznaczyć należy, że masa powietrza była bardzo sucha (TWV  $0,65\text{ g/m}^3$ , wilgotność względna  $< 70\%$ ), wobec czego wpływ wilgotności na formowanie się przy powierzchniowej warstwy smogu był prawdopodobnie znikomy.

W ciągu dnia gradient temperatury w cienkiej, przy powierzchniowej warstwie troposfery był superadiabatyczny, a do wysokości 1,1 km adiabatyczny. Rozwój mieszania konwekcyjnego widoczny jest na danych pochodzących z ceilometru znajdującego się w IGFUW. Mieszanie konwekcyjne rozpoczęło się około 8:00 UTC (10:00 LTC), a 2 godziny później jego wysokość osiągnęła warstwę inwersji osiadania (ok. 900 m n.p.t.) (ryc. 6.13). Ceilometr umieszczony na dachu IGFUW (około 20 m n.p.t.) nie zarejestrował w nocy silnego sygnału od warstw aerozolu. Podwyższone wartości widoczne były jedynie około 4:00 UTC oraz między 19:00 a 20:00 UTC, na wysokości ok. 200 m n.p.t. Związane jest to z problemem kompresji geometrycznej, który występuje dla ceilometrów i lidarów. Pomimo że kompresja geometryczna w przypadku ceilometru



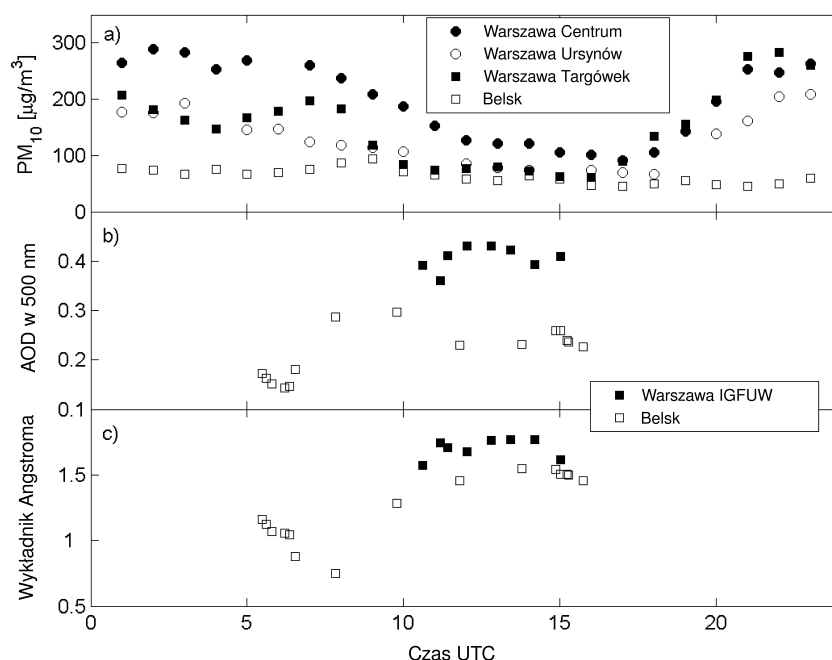
Rycina 6.12: Pionowy profil temperatury (linia czarna), temperatury punktu rosy (linia czerwona), temperatury potencjalnej (linia różowa), prędkości wiatru (kwadraty), kierunku wiatru (kółka) zmierzone na stacji WMO w Legionowie dnia 4 kwietnia 2009 roku. Pomiary pochodzą z godziny 00:00 UTC (linie ciągłe i niewypełnione znaczniki) oraz 12:00 UTC (linie kropkowane i wypełnione znaczniki).

IGFUW sięga jedynie 250 m n.p.t., nadal jest to wysokość zbyt duża, aby możliwa była detekcja silnie zanieczyszczonej warstwy blisko powierzchni ziemi, jaka występowała tego dnia.



Rycina 6.13: Skorygowany sygnał zmierzony ceilometrem CHM-15K w Warszawie (IGFUW) w dniu 4 kwietnia 2009 roku.

Na ryc. 6.14 przedstawiona została dobowa zmienność koncentracji PM10 w Belsku oraz Warszawie (a), AOD w 500 nm (b), a także wykładnika Ångströma w Belsku i w IGFUW w dniu 4 kwietnia 2009 roku. Koncentracja PM10 na stacji Warszawa Centrum osiągnęła w nocy bardzo wysoką wartość  $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Następnie, ze względu na silne mieszanie konwekcyjne spowodowane ogrzewaniem powierzchni ziemi przez promieniowanie słoneczne, zaobserwowano spadek koncentracji cząstek. Minimalna wartość (poniżej  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) przypadła na późne popołudnie (15:00-17:00 UTC, 17:00-19:00 LST). Po zachodzie słońca zaobserwować można było w Warszawie ponowny rozwój grubej warstwy smogu przy powierzchni, co związane jest głównie z tworzeniem się stabilnej PBL. Największa dobowa zmienność została zanotowana w stacjach warszawskich, a zwłaszcza w centrum miasta.

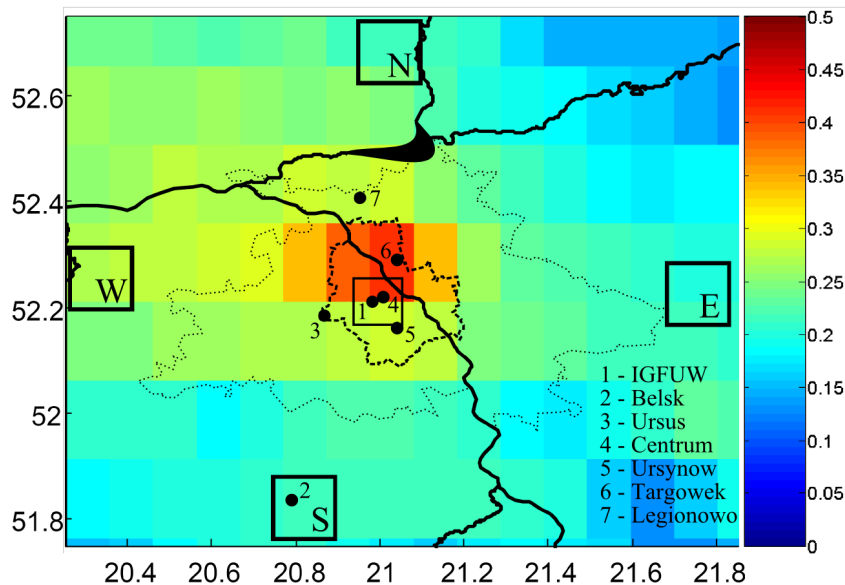


Rycina 6.14: Zmienność koncentracji cząstek PM10 (a), AOD w 500 nm (b) oraz wykładnika Ångströma dla wybranych stacji, w dniu 4 kwietnia 2009 roku.

Zaobserwować można było również znaczną zmienność własności aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery. Różnica AOD w 500 nm między IGFUW a Belskiem wynosiła między 0,11 a 0,2, a średni dzienny bias osiągnął wartość 0,16, czyli ok. 40%. Również wartość wykładnika Ångströma najwyższa była w centrum Warszawy, a średnia różnica wyniosła około 0,23. Dodatni bias wskazuje ponadto na wyższy współczynnik koncentracji masy cząstek małych do dużych ( $\text{PM}_{2,5}/[\text{PM}_{10}-\text{PM}_{2,5}]$ ) w porównaniu do Belska.

Zmienność przestrzenną AOD w okolicach Warszawy analizować można na pod-

stawie danych pochodzących z detektora MODIS. Na rycinie 6.15 zaprezentowane są obserwacje z dwóch przelotów satelity (9:10 i 10:50 UTC) z 4 kwietnia 2009 roku. Widoczne jest znaczne zróżnicowanie mierzonych wartości, jak również silna anizotropia dystrybucji AOD. Maksymalne wartości AOD zanotowane zostały w centrum Warszawy (około 0,4 w 550 nm). W miarę oddalania się od centrum miasta AOD maleje, przy czym jest wyższe na północny zachód od Warszawy (napływ powietrza) niż po południowo wschodniej stronie.

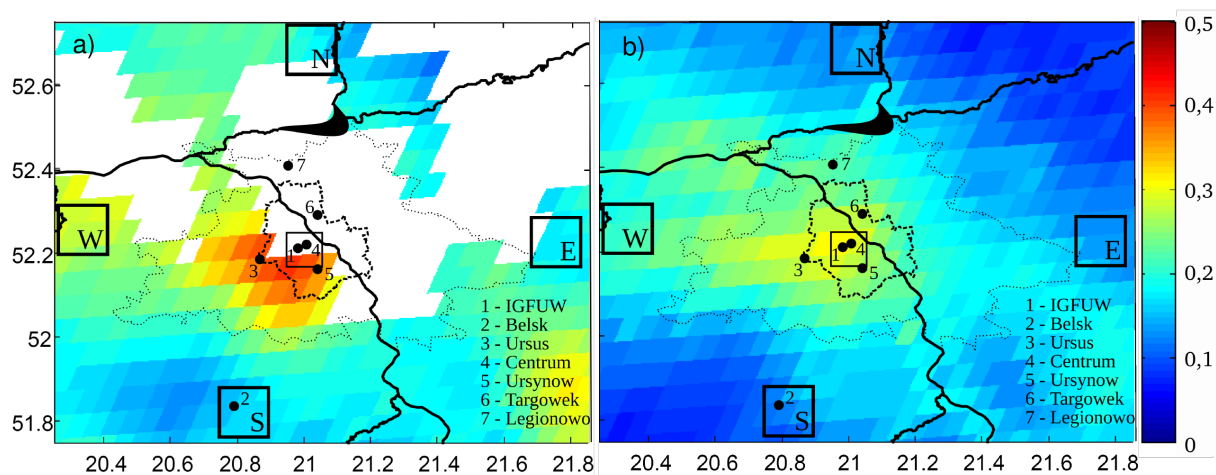


Rycina 6.15: MODIS AOD w 550 nm zaobserwowane w okolicy Warszawy, w dniu 4 kwietnia 2009 roku.

Podobne wyniki uzyskane zostały na podstawie danych pochodzących z instrumentu SEVIRI. Grubość optyczna aerozolu w 635 nm zaobserwowana w okolicy Warszawy zaprezentowana została na ryc. 6.16. Dla obydwu wykorzystanych w obliczeniach metod (a) metoda 1-kanalowa, b) metoda 2-kanalowa) rozkład przestrzenny AOD jest podobny i widoczne jest podwyższone AOD nad Warszawą. Maksymalne rejestrowane wartości różnią się jednak o ok. 0,1.

## 6.8 Podsumowanie

W rozdziale 6 zaprezentowana została analiza długookresowych obserwacji AOD oraz PM<sub>10</sub> zebranych w rejonie Warszawy, przeprowadzona w celu oceny wpływu emisji miejskich na własności fizyczne aerozolu. Oszacowany na podstawie długookresowych obserwacji fotometrycznych wpływ warszawskich emisji na AOD wynosi około 0,02 (w 500 nm). W przypadku danych satelitarnych uzyskanych z detektora MODIS wartość ta wynosi 0,03 (w 550 nm), czyli ok. 15%. Podobne wyniki są rapor-



Rycina 6.16: AOD SEVIRI w 635 nm w dniu 4 kwietnia 2009 roku: a) metoda 1-kanalowa, b) metoda 2-kanalowa. Dane uśrednione w godz. 6:30-7:30 UTC.

towane przez Chubarova et al. (2011) dla rejonu Moskwy, gdzie średnia różnica AOD (wrzesień 2006 - kwiecień 2009) między dwoma stacjami AERONET-u, Obserwatorium Meteorologicznym Uniwersytetu Moskiewskiego i Stacją Naukową Zvenigorod, wynosiła 0,02 w 500 nm. Porównując wielkość aglomeracji moskiewskiej (10,6 miliona mieszkańców) i warszawskiej (1,7 miliona mieszkańców) spodziewać się można, że wpływ Moskwy na właściwości aerozolu w pionowej kolumnie powietrza będzie znacząco większy. Ponieważ jednak obydwie stacje położone są w zachodniej części aglomeracji moskiewskiej rzeczywisty wpływ miasta może być większy niż ten oszacowany na podstawie pomiarów.

Dodatkowych informacji na temat wpływu emisji warszawskich na AOD dostarczyła analiza zmienności przestrzennej AOD wykonana dla różnych kierunków wiatru na podstawie danych z detektora MODIS. Dla przepływów południowych i północnych różnice AOD między rejonem centralnym i północnym/południowym wynoszą ok. 0,02-0,03. W przypadku przepływów równoleżnikowych różnica między centralnym a wschodnim regionem jest ok. dwóch razy większa, natomiast dla regionu zachodniego bias wynosi jedynie 0,005. Nie zanotowano również znaczących różnic w AOD mierzonej w centrum miasta i na jego południowo-zachodnich obrzeżach. Porównanie wartości wykładnika Ångströma wyznaczonego dla Warszawy i Belska wskazuje na brak znaczącego wpływu aglomeracji warszawskiej na wielkość cząstek aerozolu.

Wynik porównania koncentracji PM<sub>10</sub> mierzonych w Warszawie i w Belsku jest podobny do wyniku analizy zmienności AOD. Jedynie dla jednej stacji, zlokalizowanej w centrum miasta, tuż przy ulicy o dużym nasileniu ruchu drogowego, notowane koncentracje PM<sub>10</sub> znacząco przewyższają te obserwowane w Belsku (ok. 36%). W przypadku dwóch pozostałych stacji pomiarowych różnice koncentracji PM<sub>10</sub> względem



Belska wynoszą ok. 13-20%, co jest porównywalne z różnicami AOD (ok. 10-15%).

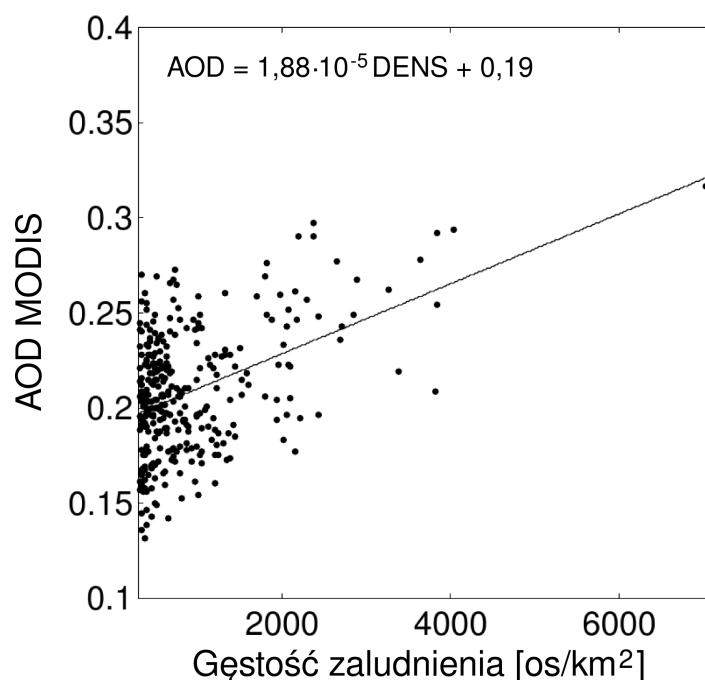
Zarówno koncentracja PM<sub>10</sub> jak i AOD wykazują silny cykl roczny z maksimum przypadającym na, odpowiednio, zimę i lato. Współczynnik korelacji AOD i PM<sub>10</sub> obliczony dla danych zarejestrowanych w Belsku wynosi -0,33. Ujemny współczynnik korelacji tych dwóch wielkości może być związany z sezonowymi emisjami zanieczyszczeń i zmianami warunków meteorologicznych. Ponad dwukrotny wzrost wysokości PBL i intensywne mieszanie konwekcyjne powoduje spadek koncentracji PM<sub>10</sub> latem. AOD nie jest wrażliwe na zmiany tych parametrów meteorologicznych, gdyż jest zdefiniowane w pionowej kolumnie atmosfery. Według badań przeprowadzonych dla rolniczych i zamieszkanych obszarów Chin (Song et al., 2009), ujemny współczynnik korelacji AOD i PM<sub>10</sub> może się również wiązać z różnicami w rozkładzie wielkości cząstek aerozolu.

Wpływ emisji pochodzących z aglomeracji warszawskiej na własności aerozolu jest zwiększony podczas określonych warunków meteorologicznych, prowadzących do akumulacji zanieczyszczeń powietrza. Różnice AOD między Warszawą a Belskiem, obliczone dla pomiarów wykonanych dla prędkości wiatru poniżej 2,5 m/s, wyniosły 0,04-0,05. Podobne zmiany AOD odnotowane zostały w przypadku bardzo stabilnej PBL, przy gradiencie temperatury w pierwszych 200 m większym niż 5°C/100 m. Jeśli dane zawężone zostaną do obserwacji fotometrycznych wykonanych, gdy koncentracje PM<sub>10</sub> na wszystkich 4 stacjach przekraczały 90 i 80 percentyl, różnice AOD pomiędzy stacjami w Warszawie i Belsku wzrastają do odpowiednio 0,08 i 0,05. W przypadku wykładnika Ångströma nie ma znaczących różnic między obydwoma lokalizacjami.

Przykładowy epizod smogowy miał miejsce 4 kwietnia 2009 r., kiedy warunki meteorologiczne spowodowały zaleganie masy powietrza i osiadanie mezoskalowe. Tego dnia koncentracja PM<sub>10</sub> obserwowana w nocy w Warszawie przekroczyła 300 µg/m<sup>3</sup>, a różnica AOD między Warszawą i Belskiem sięgnęła 0,2. Na podstawie pomiarów celometrycznych stwierdzić można, że silnie zanieczyszczona warstwa nie sięgała wyżej niż 100-150 m n.p.t.

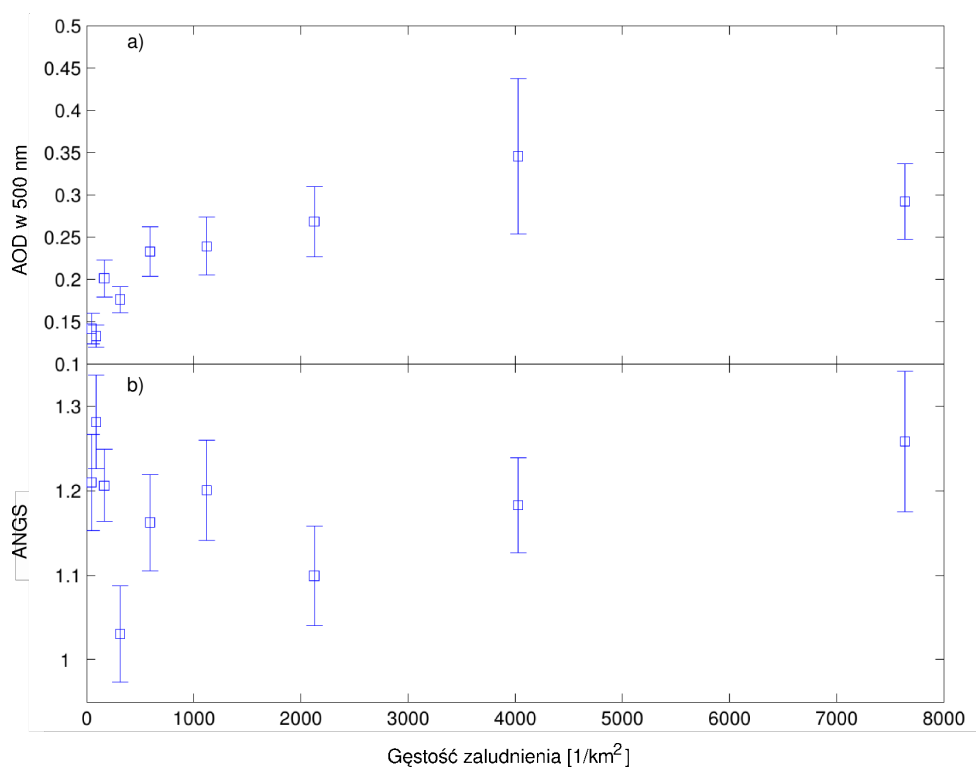
Na podstawie przedstawionych wyników można stwierdzić, że w przypadku Warszawy, w standardowych warunkach meteorologicznych, emisje miejskie mają znikomy wpływ na AOD. Analiza przeprowadzona dla obszaru całej Polski uwzględnia wpływ gęstości zaludnienia na obserwowane AOD. Dane na temat ludności zaczerpnięte zostały z bazy danych „Gridded Population of the World” (CIESIN and CIAT, 2005). Obliczona na podstawie danych pochodzących z MODIS-a (lata 2000-2011) różnica AOD dla terenów o niskiej (<300 os./km<sup>2</sup>) i wysokiej (>300 os./km<sup>2</sup>) gęstości zaludnienia wyniosła około 0,02. Wielkość graniczna gęstości zaludnienia wybrana została arbitralnie. Dla porównania średnia gęstość zaludnienia dla województwa mazowieckiego

wynosi 149 os./km<sup>2</sup>, a dla województwa śląskiego, które jest najgęściej zaludnione, 374 os./km<sup>2</sup>. Na ryc. 6.17 przedstawiony został wykres AOD mierzonej przez detektor MODIS w funkcji gęstości zaludnienia (CIESIN and CIAT, 2005). Duża zmienność AOD dla danej gęstości zaludnienia jest spowodowana wpływem innych czynników, np. lokalnych źródeł emisji aerozolu pochodzenia naturalnego, czyli pyłu pustynnego lub soli morskiej. Podobna zależność widoczna jest dla danych zaprezentowanych na ryc. 6.18 a, gdzie do porównania wykorzystane zostały pomiary ze stacji sieci AERONET, dla których seria pomiarowa jest dłuższa niż 5 lat. Zaobserwować można wzrost średniego AOD wraz ze wzrostem gęstości zaludnienia od 0,23 dla 600 os./km<sup>2</sup> do 0,35 dla 4000 os./km<sup>2</sup>. W przypadku wykładnika Ångströma (ryc. 6.18 b) nie można zaobserwować wyraźnej zależności.



Rycina 6.17: AOD z detektora MODIS w funkcji gęstości zaludnienia (os./km<sup>2</sup>) (CIESIN and CIAT, 2005). Wybrane zostały piksele, dla których gęstość zaludnienia > 300 os./km<sup>2</sup>.





Rycina 6.18: AOD i wykładnik Ångströma w funkcji gęstości zaludnienia ( $\text{os./km}^2$ ) (CIESIN and CIAT, 2005). Wykorzystane średnie roczne AOD (poziom 2.0) ze stacji sieci AERONET, dla których seria pomiarowa liczyła co najmniej 5 lat.

# Podsumowanie

---

Głównym wyzwaniem podczas wyznaczania własności optycznych aerozolu na podstawie danych satelitarnych jest wydzielenie z zarejestrowanego sygnału części pochodzącej od powierzchni ziemi. W przypadku większości algorytmów przyjmowane jest założenie, że w dniu referencyjnym aerozol ma znikomy wpływ na sygnał rejestrowany na górnej granicy atmosfery, co umożliwia oszacowanie własności optycznych podłoża. W prezentowanej pracy do wyznaczenia refleksyjności podłoża użyte zostały pomiary z instrumentu SEVIRI umieszczonego na satelitach geostacjonarnych MSG oraz dodatkowe dane, które pozwoliły na ominięcie powyższego założenia. W obliczeniach korekcji atmosferycznej wykorzystane zostały informacje pochodzące z instrumentu MODIS oraz wyniki symulacji modeli MACC i NAAPS. W każdym z przypadków tło AOD w dniu referencyjnym szacowane jest przy użyciu optymalnej interpolacji. Metoda ta, poprzez korektę AOD pochodzącej z modelu lub z detektora MODIS względem fotometrycznych pomiarów naziemnych, umożliwia precyzyjne określenie poprawki atmosferycznej. Zaletą optymalnej interpolacji jest uwzględnienie błędów wszystkich wykorzystywanych danych. Niepewności fotometrycznych pomiarów naziemnych wynoszą  $\pm 0,01$  dla przyrządu CIMEL,  $\pm 0,015$  dla Microtopsa i  $\pm 0,025$  dla instrumentów MFR-7. W przypadku danych pochodzących z detektora MODIS oraz modeli MACC i NAAPS błąd został przyjęty na poziomie  $\pm 0,05$ . W kolejnym kroku obliczana jest wartość refleksyjności powierzchni ziemi w kanale 1 detektora SEVIRI (algorytm 1-kanałowy) lub w kanałach 1 i 3 (algorytm 2-kanałowy). Dzięki precyzyjnemu określeniu korekcji atmosferycznej możliwa jest redukcja błędów refleksyjności podłoża, co przekłada się bezpośrednio na mniejsze błędy AOD. Wykorzystanie pomiarów wykonanych detektorem SEVIRI pozwoliło na wyznaczanie własności optycznych aerozolu co 15 minut, z rozdzielczością przestrzenną ok. 5,5 km. Ze względu na wysoką rozdzielczość przestrzenną użytych danych, w celu optymalizacji czasu obliczeń, stworzone zostały tablice LUT, zawierające wyniki symulacji radiancji na górnej

granicy atmosfery przeprowadzone dla różnych warunków.

Porównanie wyników uzyskanych na podstawie pomiarów wykonanych detektorem SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi wskazuje na dość dobrą zgodność wyników. Statystyki błędów różnią się nieznacznie w zależności od analizowanej stacji pomiarowej, co może być związane z różnymi okresami pomiarowymi, a także z różnicami niepewności fotometrów. Najmniejsze różnice zanotowane zostały dla obserwatorium w Belsku, dla obydwu wersji algorytmu. Średnie różnice AOD wahają się od -0,02 do 0,02, a rms przyjmuje wartości 0,04-0,05. W przypadku dwóch pozostałych stacji, IGFUW i SolarAOT, dla metody 1-kanalowej, bias zawiera się w przedziale -0,01 do 0,03, a rms jest mniejszy bądź równy 0,04. Nieznacznie gorsze statystyki błędów dla stacji IGFUW i SolarAOT zanotowano dla wyników z metody 2-kanalowej ( $-0,05 \leq \text{bias} \leq 0,05$ ,  $\text{rms} \leq 0,07$ ). Może być to związane z uproszczeniami lub błędami w danych dotyczących rodzaju pokrycia terenu. W przypadku Warszawy własności podłoża, ze względu na zabudowę, charakteryzują się bardzo dużą zmiennością, natomiast na stacji SolarAOT znaczny wpływ ma urozmaicona orografia terenu. Dobrą zgodność zanotowano również dla porównania AOD wyznaczonej dla całego obszaru Polski z danymi z detektora MODIS. Średni bias był zwykle niższy niż 0,01, a rms przyjmował wartości z zakresu 0,04-0,06. Przeprowadzona walidacja opracowanych algorytmów wskazuje, że metoda 2-kanalowa wykazuje podobne błędy jak metoda 1-kanalowa, ale umożliwia wyznaczanie grubości optycznej dla większej ilości pikseli, ze względu na brak straty danych dla pikseli zachmurzonych w dniu referencyjnym.

Na podstawie uzyskanych wyników można ponadto stwierdzić, że jako źródło danych o zmienności przestrzennej AOD w dniu referencyjnym mogą być wykorzystane zarówno dane satelitarne, jak i pochodzące z modelu transferu zanieczyszczeń. Najmniejsze błędy zanotowane zostały dla AOD pochodzącego z detektora MODIS i z modelu MACC. Ze względu na dostępność danych i asymilację obserwacji z instrumentu MODIS model MACC stanowi najlepsze, spośród wykorzystanych, źródło informacji o AOD. Dodatkową zaletą są mniejsze straty pikseli związane z zachmurzeniem, a także fakt, że wykorzystanie danych z modelu transportu zanieczyszczeń pozwala na wprowadzenie do obliczeń wartości SSA.

Pomimo redukcji błędów wyznaczanej AOD niektóre elementy opracowanych metod pozostają problematyczne. Największe ograniczenie obydwu algorytmów związane jest z efektem „hot spot”, czyli znacznym wzrostem współczynnika refleksyjności podłoża występującym dla małego kąta zenitalnego Słońca i kąta rozpraszania bliskiego  $180^\circ$ . Dla obszaru Polski AOD może być w efekcie wyznaczana przed godziną 10:00 UTC i po godzinie 14:00 UTC. W godzinach 10:00-14:00 UTC uzyskiwane wyniki są bardzo wrażliwe na zmiany refleksyjności powierzchni. Dodatkowo, dla tych godzin,

w cieplej porze roku, wysokie jest prawdopodobieństwo rozwoju chmur konwekcyjnych. Występowanie trudnych do wykrycia chmur podskalowych, prowadzi do zawyżania wartości refleksyjności powierzchni ziemi. Pewną poprawę skuteczności detekcji takiego zachmurzenia osiągnąć można poprzez wykorzystanie danych pochodzących z kanału HRV, charakteryzującego się lepszą rozdzielczością przestrzenną niż pozostałe kanały (ok. 3,5 km).

Ponieważ wyznaczona dla dnia referencyjnego wartość współczynnika refleksyjności podłoża jest wykorzystywana do wyznaczania rozkładu przestrzennego AOD w okresie  $\pm 10$  dni, ważnym czynnikiem są również szybkie zmiany stanu wegetacji. Zmiana stopnia uwodnienia roślinności bądź jej gwałtowny rozwój są przyczyną znacznych różnic w refleksyjności powierzchni między dniem referencyjnym i dniem, dla którego obliczana jest AOD, co przekłada się na zwiększenie błędów wyznaczanej wielkości. Podobny wpływ mają zmiany wilgotności gleby związane z dużymi opadami. W przypadku algorytmu 2-kanałowego część błędów może być związana z wykorzystywanymi danymi o pokryciu terenu. Zagospodarowanie terenu ulega w ostatnich latach znacznym modyfikacjom, co może przekładać się na błędną parametryzację własności spektralnych niektórych terenów. Znaczna i trudna do uwzględnienia w bazach danych zmienność charakteryzuje tereny rolne, na których rodzaj upraw zmienia się często z roku na rok.

Kolejny problem związany jest z dostępnością naziemnych danych fotometrycznych. Korekcja AOD jest ograniczona do obszarów znajdujących się w promieniu 100 km od stacji pomiarowych, więc dla zachodniej Polski AOD nie jest poprawiana względem pomiarów naziemnych. W związku z problemem optymalnej interpolacji, w celu oszacowania tzw. promienia wpływu, czy też skali przestrzennej reprezentatywności pomiarów naziemnych wykonanych w centrach miast, przeprowadzona została analiza zmienności przestrzennej AOD oraz amplitudy tych zmian. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że średni wpływ aglomeracji warszawskiej na aerologiczną grubość optyczną jest stosunkowo niewielki i wynosi ok. 0,02 (15%).

Zaprezentowane algorytmy zostały wykorzystane do wyznaczania AOD nad terytorium Polski, możliwe jest jednak rozszerzenie obliczeń na inne kraje Europy centralnej. Stworzone algorytmy, po uwzględnieniu wykorzystywanych zakresów spektralnych, mogą być ponadto przystosowane również do danych pochodzących z innych detektorów umieszczonych na satelitach geostacjonarnych. Metoda opracowana w celu wyznaczenia poprawki atmosferycznej i refleksyjności powierzchni w dniu referencyjnym jest uniwersalna i może być używana w przypadku dowolnych instrumentów. Dodatkowo, przygotowane LUT umożliwiają wyznaczanie rozkładu przestrzennego nie tylko grubości optycznej aerozolu, ale również albedo pojedynczego rozpraszania.

W tym jednak przypadku niezbędna jest znajomość AOD, a walidacja jest utrudniona ze względu na małą dostępność danych pomiarowych SSA i ich duże niepewności.

Opracowane w ramach prezentowanej rozprawy algorytmy są obecnie w fazie implementacji do automatycznej pracy w ramach sieci Poland-AOD ([www.polandaod.pl](http://www.polandaod.pl)).

## **Dodatki**





## Dodatek A

---

# MSG i SEVIRI

---

## A.1 MSG

Atmosfera nad Europą monitorowana jest przez serię satelitów geostacjonarnych MSG (Meteosat Second Generation) będących jednym z głównych projektów realizowanych przez EUMETSAT (Europejska Organizacja Eksploatacji Satelitów Meteorologicznych) we współpracy z ESA (Europejska Agencja Kosmiczna). EUMETSAT to międzyrządowa agencja założona w 1986 roku, której celem jest monitoring atmosfery, oceanu i powierzchni ziemi oraz dostarczanie danych, obrazów i produktów satelitarnych dotyczących pogody, klimatu i środowiska. Do EUMETSATu należy obecnie 30 krajów członkowskich (od 2009 roku również Polska) oraz jeden kraj współpracujący. MSG jest kontynuacją, a zarazem ulepszoną wersją poprzedniej serii satelitów, w skład której wchodziły satelity Meteosat 1-7. System MSG składa się z 4 meteorologicznych satelitów geostacjonarnych, umieszczonych na orbicie o wysokości 35 800 km. Podstawą jego działania, podobnie jak w poprzedniej serii, jest współdziałanie dwóch satelitów: operacyjnego i zapasowego. Pierwszy satelita z serii MSG, MSG1, został wystrzelony 28 sierpnia 2002 roku i stał się satelitą operacyjnym w styczniu 2005 roku na pozycji  $3,3^{\circ}$  W. Jego zdjęcia były poprawiane przez satelitę zastępczego, wówczas Meteosat 7, z położenia  $0^{\circ}$ . W lipcu 2006 Meteosat 7 został przesunięty na punkt  $57,5^{\circ}$ E nad Oceanem Indyjskim, a MSG2 zajął miejsce satelity operacyjnego nad punktem przecięcia równika z południkiem Greenwich. MSG2 był satelitą operacyjnym do lipca 2012 roku, kiedy to jego miejsce zajął MSG3. Kontynuacją obecnej serii satelitów mają być satelity MTG (Meteosat Third Generation).

Aby satelita znajdował się na orbicie geostacjonarnej niezbędne jest spełnienie dwóch warunków. Po pierwsze jego orbita musi być geosynchroniczna, co oznacza, że okres obiegu satelity jest równy czasowi obrotu Ziemi wokół własnej osi (23h 56m 4s). Po drugie - musi być umieszczony nad równikiem. Pozycję satelity geostacjonar-

nego można obliczyć korzystając z III prawa Keplera.

MSG2 został umieszczony nad południkiem  $0^\circ$ , jednak z powodu kształtu ziemi oraz grawitacyjnego wpływu Księżyca i Słońca położenie to nie jest zachowywane. Odpowiedzialne są za to dwa główne efekty:

- stopniowy wzrost inklinacji satelity, czyli kąta pomiędzy płaszczyzną orbity a płaszczyzną równika, którego konsekwencją są oscylacje satelity w kierunku północ - południe, przy czym maksymalne wychylenie z położenia  $0^\circ$  równe jest inklinacji. Tak długo jak obserwowany kąt wychylenia jest mniejszy niż  $0,3^\circ$  nie są podejmowane żadne działania. Jednak z upływem czasu inklinacja rośnie i konieczna jest korekta pozycji satelity. Wzrost inklinacji jest często czynnikiem ograniczającym czas życia obiektu, gdyż manewry związane z korygowaniem pozycji satelity są kosztowne pod względem zużycia paliwa, a po jego wyczerpaniu inklinacja rośnie o około  $0,9^\circ$  rocznie.
- dryf satelity, którego przyczyną jest kształt ziemi, a zwłaszcza rozmieszczenie głębokich oceanów, co powoduje odstępstwa pola grawitacyjnego ziemi od kształtu sferycznego. W efekcie satelity położone w lokalnych maksimach pola będą przemieszczały się w kierunku minimów, które znajdują się nad Oceanem Indyjskim oraz nad wschodnią częścią Pacyfiku i są lokalizacjami zapewniającymi stabilność satelity. MSG2 znajduje się w takim miejscu pola grawitacyjnego, które skutkuje dryfem obiektu na wschód. Kiedy satelita osiąga maksymalne wyznaczone wychylenie z położenia  $0^\circ$ , uruchamia silniki, aby powrócić na nominalną pozycję. Cykl ten powtarza się co kilka miesięcy i nie wymaga dużego zużycia paliwa.

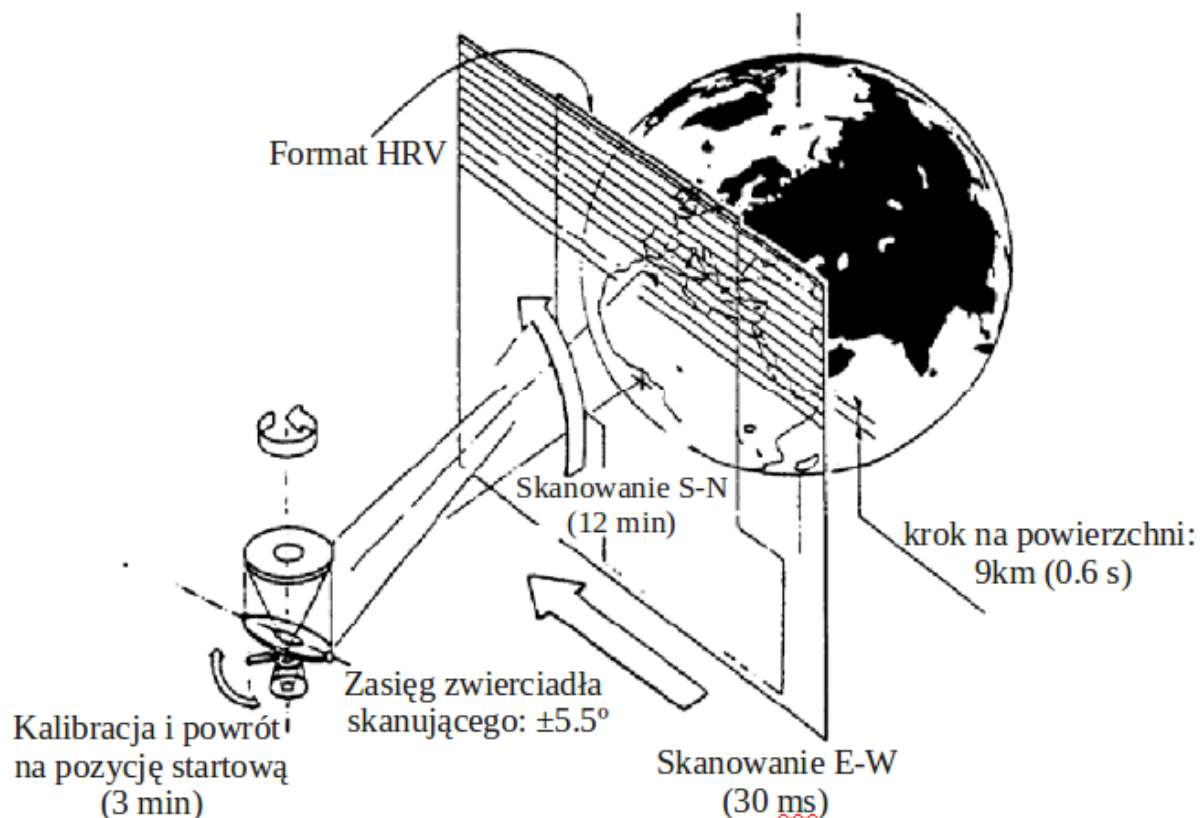
## A.2 SEVIRI

### A.2.1 Budowa i skanowanie

SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) to radiometr zainstalowany na pokładzie MSG. SEVIRI jest instrumentem o 50 centymetrowej aperturze, którego układ optyczny składa się z 3 zwierciadeł o średnicach kolejno: 510 mm, 200 mm, 60 mm.

Na sygnał odbierany przez detektor składa się kilka czynników: radiancja atmosfery, straty promieniowania przy przechodzeniu przez instrumenty, kąt widzenia oraz rozmiary apertury (EUMETSAT, 2007a).

SEVIRI skanuje powierzchnię ziemi linia po linii (Aminou, 2002). Dostarcza danych w zakresie promieniowania krótko i długofalowego, a kluczową własnością tego



Rycina A.1: Schemat skanowania powierzchni ziemi przez radiometr SEVIRI (Muller, 2007).

radiometru jest zbieranie danych w cyklu 15-minutowym, podczas gdy w poprzedniej serii Meteosatów czas obrazowania wynosił 30 minut. Tak dobra rozdzielczość czasowa pozwala na monitoring nawet szybkich zmian w atmosferze, związanych z dynamicznymi procesami meteorologicznymi.

Obraz ziemi jest otrzymywany w wyniku dwukierunkowego skanowania. Dane zbierane są w liniach, ze wschodu na zachód, przy czym detektor zaczyna pracę od południa i skanuje ku północy, z krokiem  $\pm 5,5^\circ$ . Obraz całej ziemi uzyskiwany jest po 1250 krokach, a dane zbierane są w ciągu 12 minut. Po tym czasie lustro skanujące wraca na pierwotną pozycję, a odpowiednio zaprojektowany mechanizm ustawia na drodze optycznej przyrządu ciało doskonale czarne, co umożliwia kalibrację kanałów w podczerwieni. Po 15 minutach rozpoczyna się kolejny cykl skanowania.

## A.2.2 Kalibracja

Do kalibracji kanałów termalnych detektor SEVIRI wykorzystuje pomiary dwóch źródeł kalibracyjnych: przestrzeni kosmicznej oraz ciała doskonale czarnego znajdującego się w instrumencie (Pili, 2000). Podczas pomiaru skierowanego w przestrzeń kosmiczną rejestrowany sygnał pochodzi z całkowitej drogi optycznej przyrządu. W przypadku zastosowania ciała doskonale czarnego umieszczane jest ono w taki sposób, aby pominięta była przednia część układu optycznego. Własności optyczne tej części detektora zostały zmierzone przed wyniesieniem satelity na orbitę, a temperatura jest stale monitorowana. W razie potrzeby ciało doskonale czarne może zostać podgrzane tak, by miało temperaturę przedniej części układu optycznego. W efekcie para pomiarów pozwala na oszacowanie własności pozostałej części układu optycznego i wyznaczenie współczynników kalibracyjnych. Przeprowadzona w opisany sposób kalibracja zapewnia dokładność pomiaru rzędu  $1^\circ$  dla wszystkich kanałów termalnych (Pili, 2000).

Na pokładzie satelity nie odbywa się kalibracja bezwzględna dla kanałów krótkofalowych, wykonywana jest natomiast tzw. zastępcza kalibracja (Govaerts et al., 2001). Wykorzystywane w tym celu są obserwacje wykonywane dla dobrze określonych pikseli obejmujących różne typy podłoża (bezczmurne: pustynia i ocean), a także wysokie chmury o dużej grubości optycznej (Govaerts et al., 2001). Odpowiedź spektralna kalibrowanych kanałów porównywana jest z wynikami symulacji wykonywanych za pomocą modelu transferu promieniowania 6S (Vermote et al., 2006)(str. 62). Końcowym produktem kalibracji zastępczej są współczynniki „cal slope” i „cal offset” wykorzystywane do skalowania radiancji (wzór A.1). Współczynniki te są aktualizowane po każdej kalibracji (Schmetz et al., 2002). Opisana metoda kalibracji zapewnia dokładność pomiaru radiancji rzędu 4-6%.

## A.3 Przetwarzanie danych z SEVIRI

Dane uzyskane z SEVIRI, w zależności od stopnia ich przetworzenia, podzielone są na dwa poziomy: poziom 1,0 zawiera informację na temat ilości zliczeń zarejestrowanych przez detektor, natomiast dane z poziomu 1,5 odpowiadają skalibrowanej i wyskalowanej radiancji (Pili, 2000). Przetwarzanie danych z poziomu 1,0 do 1,5 przebiega w kilku krokach (Muller, 2007). Dla kanałów termalnych są to:

- linearyzacja - nieliniowość detektorów została ustalona przed wyniesieniem radiometru na orbitę i informacja ta jest używana do linearyzacji danych pomiarowych;

- konwersja sygnału na radiancję;
- poprawianie pozostałych niezgodności pomiędzy odpowiedziami detektorów z danego kanału przy użyciu danych statystycznych;
- kalibracja przy użyciu ciała doskonale czarnego;
- liniowe skalowanie z wykorzystaniem współczynników „cal slope” i „cal offset” (134) według wzoru A.1

$$I = cal_{offset} + (cal_{slope} \cdot dane). \quad (A.1)$$

Współczynniki te są dobrane tak, by zakres zmienności radiancji mieścił się w przedziale 0-1023. Podczas konwersji danych z sygnału na piksele obrazu poziomu 1,5 brany jest pod uwagę także kąt skanowania, co zapewnia prawidłowe skalowanie dla całego obrazu.

Przetwarzanie danych do poziomu 1.5 dla kanałów słonecznych przebiega natomiast w następujących etapach:

- konwersja sygnału na radiancję (brak linearyzacji, jako że kanały słoneczne mają odpowiedź liniową);
- poprawianie pozostałych niezgodności pomiędzy odpowiedziami detektorów z danego kanału przy użyciu danych statystycznych, podobnie jak w przypadku kanałów termalnych;
- liniowe skalowanie z wykorzystaniem współczynników „cal slope” i „cal offset” (wzór A.1), przy czym w praktyce uzyskiwane wartości radiancji w pikselach dla poziomu 1,5 są zbliżone do sygnału w danych z poziomu 1,0;
- zastępcza kalibracja, w wyniku której wyznaczane są nowe wartości współczynników „cal slope” i „cal offset”.

W efekcie dane z poziomu 1.5 zawierają radiancję zapisaną w formacie 10-bitowym. Dane te, zgeolokalizowane, skalibrowane i wyskalowane są domyślnie przekazywane z satelity w postaci pakietów składających się z:

- nagłówka (ang. *data header*) zawierającego dodatkowe informacje, które są znane na początku cyklu skanowania;
- właściwych danych (ang. *image line*), składających się z 3712 grup, z których każda zawiera linie skanów dla 12 kanałów (3 linie dla HRV i po jednej dla pozostałych 11 kanałów);

- stopki (ang. *data trailer*), zawierającego dodatkowe dane, które zostały wygenerowane lub zostały poznane podczas trwania skanowania.

Struktura ta może ulegać modyfikacjom. Mianowicie użytkownicy odbierający dane przez „Dissemination Service” (w tym Instytut Geofizyki) otrzymują informacje w postaci grup 464 linii w formacie określanym jako HRIT Image Segment Files (EU-METSAT, 2007a). W tej wersji danych nagłówki i stopka zastąpione są, odpowiednio, prologiem i epilogiem, a na obraz całego obszaru widzianego przez detektor składa się 8 segmentów. Oprócz informacji na temat zmierzonej radiancji pliki zawierają dane dodatkowe, takie jak współczynniki „cal slope” i „cal offset” (prolog).

## A.4 Pobieranie danych i geometria

Pierwszym krokiem przetwarzania odebranych informacji jest pobranie, dekompresja i scalenie danych dla segmentu 8 obejmującego obszar od 44 równoleżnika do bieguna. Autorem programu wykorzystanego do dekompresji danych jest Fabrice Ducos. Plik powstały po scaleniu prologu, segmentu i epilogu jest następnie transformowany do formatu „raw” zawierającego dane HRIT z poziomą 1,5, czyli wyskalowaną radiancję. Uzyskane w ten sposób obrazy można odczytać np. w MATLAB-ie i wykorzystać do dalszych obliczeń po uprzednim dowiązaniu współrzędnych geograficznych. Każdemu pikselowi obrazu HRIT odpowiada para współrzędnych: numer kolumny  $c$  i wiersza  $l$ , które określają położenie piksela na obrazie, i które przekształcić należy na współrzędne geograficzne. Położenie piksela na kuli ziemskiej określone jest przez długość ( $\pm 180^\circ$ , W-E) i szerokość geograficzną ( $\pm 90^\circ$ , S-N). Relacja pomiędzy współrzędnymi na obrazie a współrzędnymi geograficznymi jest zdeterminowana przez dwie liniowe funkcje skalujące (Wolf, 1999) określone przez współczynniki kierunkowe i stałe, przy czym jedna z tych wartości zmienia się w zależności od segmentu.

Ponieważ kąt, pod jakim padają fotony słoneczne, ma duży wpływ na oddziaływanie promieniowania z atmosferą i powierzchnią ziemi, konieczne jest wyznaczenie dla każdego piksela geometrii pomiaru i położenia Słońca. W obydwu przypadkach, na podstawie długości i szerokości geograficznej, obliczane są kąty zenitalny i azymutalny, przy czym w obliczeniach pozycji Słońca niezbędne jest uwzględnienie również aktualnej daty i godziny. Z tego względu dodatkowo uwzględniona musi być poprawka na czas skanowania SEVIRI. Czas zapisany w poszczególnych plikach z danymi oznacza czas rozpoczęcia skanowania. Instrument zaczyna pomiary od bieguna południowego (ryc. A.1), zatem rzeczywisty czas pomiaru dla Polski różni się od nominalnej godziny o około 12 minut. Wielkość ta ma znaczący wpływ na określenie położenia Słońca,

a tym samym na wyznaczenie reflektancji na górnej granicy atmosfery.

Reflektancja dla kanałów 1-3 i HRV może być policzona według wzoru

$$\rho = \frac{\pi I k^2}{I_{TOA} \cos(\theta)}, \quad (A.2)$$

gdzie  $I$  to zmierzona radiancja,  $k$  współczynnik korygujący odległość Ziemia - Słońce,  $I_{TOA}$  strumień promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery dla poszczególnych kanałów a  $\theta$  kąt zenitalny Słońca (EUMETSAT, 2012a).

W przypadku kanałów w podczerwieni sygnał konwertowany jest na temperaturę jasnościową. Wielkość tę oblicza się dla kanałów 4-11 (Muller et al., 2007; EUMETSAT, 2012b) poprzez odwrócenie funkcji Plancka

$$T_b = \frac{c_2 \nu}{\ln(1 + \frac{\nu^3 c_1}{I})}, \quad (A.3)$$

$$\nu = \frac{10^4}{\lambda_0}, \quad (A.4)$$

gdzie  $T_b$  to temperatura jasnościowa,  $I$  zmierzona radiancja,  $\nu$  liczba falowa a  $\lambda$  długość fali dla centralnej długości fali w danym kanale. Stałe  $c_1$  i  $c_2$  wynoszą odpowiednio  $1,19104 \cdot 10^{-5}$  i  $1,43877$ . Temperatura jasnościowa wykorzystywana jest w obliczeniach związanych z tworzeniem maski chmurowej (str. 69).





# Kalibracja instrumentów

---

## B.1 Microtops

W rozdziałach 4 i 6 opisano wyniki badań uzyskane na podstawie pomiarów prowadzonych za pomocą dwóch ręcznych fotometrów Microtops II w zakresie promieniowania widzialnego i bliskiej podczerwieni. Pierwszy instrument używany był już podczas kampanii pomiarowej SAWA w 2005 roku. Dla każdego z kanałów AOD ( $\tau_\lambda$ ) obliczane jest według poniższego wzoru

$$\tau_\lambda = \frac{k}{m} \ln \frac{I_{\lambda_0}}{I_\lambda} - \tau_{\lambda, Ray} - \tau_{\lambda, O_3} - \tau_{\lambda, NO_2}, \quad (B.1)$$

gdzie  $m$  oznacza masę optyczną atmosfery,  $k$  jest współczynnikiem korygującym odległość Ziemia - Słońce,  $I_{\lambda_0}$  - spektralną stałą słoneczną a  $I_\lambda$  to strumień promieniowania bezpośredniego. Wielkości  $\tau_{\lambda, Ray}$ ,  $\tau_{\lambda, O_3}$  i  $\tau_{\lambda, NO_2}$  oznaczają grubości optyczne molekuł powietrza (rozpraszanie Rayleigha), ozonu i dwutlenku azotu. Dwie ostatnie wartości szacowane są na podstawie średnich miesięcznych wieloletnich definiujących całkowitą zawartość tych gazów w kolumnie atmosfery. Dane dotyczące  $NO_2$  pochodzą z detektora SCHIAMACHY (lata 2003-2007), natomiast ilość  $O_3$  wyznaczana jest z klimatologii opracowanej na podstawie pomiarów z detektora TOMS (str. 44) wykonanych w latach 1978-2004.

W celu zminimalizowania potencjalnego błędu związanego z ustawieniem detektorów w kierunku Słońca w każdej serii pomiarowej wykonywanych było 4-6 skanów. Do dalszego procesowania wybierane były pomiary z najmniejszym odchyleniem standardowym. Aby wybrać pomiary z najlepszym ustawieniem Microtopsa w kierunku Słońca zaimplementowany został algorytm analizujący serię wykonanych pomiarów. Każdy skan składa się z 32 pomiarów zebranych dla każdego z 5 kanałów (3 pomiary na sekundę). Spośród zebranych danych wybierane są 4 pomiary dla każdego kanału,

dla których wartość sygnału była największa. W kolejnym kroku wybrane wartości są uśredniane, a następnie poddawane dalszej obróbce.

Do zapewnienia wysokiej jakości danych niezbędna jest odpowiednia kalibracja fotometrów. Współczynniki kalibracyjne wyznaczone były metodą Langleya (Shaw, 1983) podczas kilku kampanii pomiarowych prowadzonych na Teneryfie (2008 rok, POLAR-AOD [www.polar.aod.isti.cnr.it:8080/Polar/](http://www.polar.aod.isti.cnr.it:8080/Polar/)), w Strzyżowie (2010 rok, POLAND-AOD) i na Zugspitze (2011 rok, Niemcy). Porównanie otrzymanych współczynników kalibracyjnych ze stałymi zapisanymi w pamięci urządzenia (kalibracja fabryczna) wskazuje na długoterminową stabilność fotometrów (tabela B.1). Z tego powodu niepewność wyznaczanej grubości optycznej, w oparciu o współczynniki uzyskane z kalibracji Langleya (Shaw, 1983) oraz odchylenia standardowego sygnału, przyjęta została na poziomie  $\pm 0,015$  dla wszystkich kanałów spektralnych.

Do przetwarzania danych z lat 2005-2011 użyte zostały wartości współczynników kalibracyjnych otrzymanych w wyniku liniowej interpolacji współczynników fabrycznych i tych wyznaczonych podczas pomiarów terenowych.

Numer seryjny	Kalibracja	Kanał [nm]					
		380	440	500	675	870	1020
10562	Factory Solar Light, lipiec 2006	7,680	x	6,871	7,023	6,522	7,079
	POLAR-AOD, Teneryfa, październik 2008	7,679	x	6,869	7,032	6,551	7,078
	Poland-AOD, Strzyżów, wrzesień 2010	7,664	x	6,822	7,003	6,516	7,076
	Zugspitze, sierpień 2011	7,653	x	6,835	7,012	6,522	7,085
05358	Factory Solar Light	7,670	6,718	6,725	7,052	6,604	x
	Warszawa, marzec 2005	7,751	6,740	6,719	7,076	6,615	x

Tabela B.1: Porównanie współczynników kalibracyjnych instrumentów Microtops należących do IGFUW (numer seryjny 10562) i IOPAN (numer seryjny 5358).

## B.2 MFR-7

Przyrządy MFR-7 (Multifilter Rotating Shadowband Radiometer) wyposażone są w jeden szerokopasmowy (300-1100 nm) i 6 wąskich (o szerokości 10 nm) kanałów spektralnych (415, 500, 610, 675, 870, 940 nm) i mierzą promieniowanie słoneczne. W przeciwieństwie do fotometru słonecznego typu CIMEL, w MFR-7 nie zastosowano automatycznego systemu śledzenia słońca, a jedynie ruchomą przesłonę, która

okresowo blokuje dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego. Dzięki temu możliwy jest pomiar strumienia promieniowania całkowitego oraz rozproszonego. Tym samym strumień promieniowania bezpośredniego, który jest wymagany do wyznaczania AOD na podstawie prawa Lamberta-Beera, wyznaczany jest z różnicy składowej całkowitej oraz rozproszonej strumienia promieniowania. Rozdzielczość czasowa pomiarów MFR-7 wynosi 15 sekund, jednak wykorzystane dane z poziomu 2.0 zostały uśrednione w interwale 1-minutowym. Dane te są pozbawione wpływu chmur poprzez zastosowanie metod eliminacji przypadków, gdy tarcza słoneczna nie była przez nie przesłonięta, w oparciu o kryteria zmienności czasowej sygnału analogicznie do metody, jaką stosuje się w sieci badawczej AERONET (Smirnov et al., 2000). Podobnie jak w AERONET, uwzględniany jest wpływ ozonu oraz  $\text{NO}_2$  na grubość optyczną w zakresie widzialnym i ultrafioletu. W tym przypadku całkowita zawartość obu gazów jest zakładana na podstawie wartości klimatologicznych dla danego miesiąca roku.

Instrument MFR-7 poddawany jest regularnej kalibracji metodą Langleya (Shaw, 1983). Jednak ze względu na znaczną degradację własności optycznych dyfuzora oraz filtrów, jak również z powodu zmian odpowiedzi zenitalnej dyfuzora niepewność wyznaczonego AOD jest wyższa niż w przypadku Microtopsa. W oparciu o testy czułości przyrządu i porównanie z detektorem CIMEL została ona określona na poziomie 0,025. W opisywanych badaniach wykorzystane zostały wartości AOD w długościach fali odpowiadających kanałom spektralnym detektora SEVIRI: 635 i 1640 nm. Wyjściowe AOD zostało przeskalowane do wymienionych długości fali przy użyciu wykładnika Ångströma uzyskanego z pomiarów wykonywanych w ramach sieci AERONET i Poland-AOD (wzór 2.70). W obliczeniach dla kanału 635 nm użyto danych dla dwóch długości fali (500 i 615 lub 675 nm), natomiast w przypadku kanału 1640 nm dla 4 długości fali (500, 675, 870, 1020 nm).

## B.3 Ceilometr

Ceilometr CHM15K ([www.jenoptik-los.com](http://www.jenoptik-los.com)), zaprojektowany w celu badania wysokości podstawy chmur (Martucci et al., 2010) przy użyciu techniki lidarowej (O'Connor et al., 2004), dostarcza informacji o chmurach do wysokości 15 km. Dzięki wysokiemu stosunkowi sygnału do szumu CHM15K może być wykorzystywany również do wyznaczania wysokości warstwy granicznej (Eresmaa et al., 2006; Munkel et al., 2007), a także do badania własności aerozolu w pionowej kolumnie powietrza, sięgającej środkowej troposfery (Sundstrom et al., 2009; Markowicz et al., 2008; McKendry et al., 2009; Flentje et al., 2010; Frey et al., 2010; Heese et al., 2010).

Przyrząd ten wykorzystuje laser Nd-YAG (1064 nm) z pompą diodową, o częstotliwości repetycji sygnału 5-7 KHz i energii 8  $\mu$ J. Odbiornik ceilometru CHM15K składa się z 5 soczewek, które kierują promieniowanie rozproszone wstecznie do fotodiod lawinowych, a następnie do licznika fotonów. Rozbieżność wiązki laserowej to około 100  $\mu$ rad. Rozdzielczość pionowa instrumentu wynosi około 15 m, a pomiary są uśredniane po 30 s.

Kompresja geometryczna odpowiada za utratę części sygnału pochodzącego z obszaru bliskiego instrumentowi i jest związana z przesunięciem odbiornika względem nadajnika (Stelmaszczyk et al., 2005). Działanie ceilometru CHM15K oparte jest na jednosoczewkowym układzie optycznym, który zapewnia mniejszą kompresję geometryczną niż tradycyjny, dwuosiowy układ. Dzięki temu ceilometr pozwala na badanie chmur i aerozolu w najniższych warstwach troposfery. Typowa wysokość, do której zachodzi zjawisko kompresji geometrycznej, to około 1200 m n.p.t., podczas gdy w ceilometrze należącym do IGFUW wysokość ta została zredukowana do 650 m n.p.t. dzięki zmianom w aperturze urządzenia. Ponadto stosowana jest korekcja kompresji geometrycznej oparta na pomiarach horyzontalnych (Berkoff et al., 2003), która dodatkowo zmniejsza ten dystans do 250 m.

Powyżej zasięgu kompresji geometrycznej logarytm sygnału lidarowego  $S(z)$  jest liniową funkcją zasięgu, a nachylenie tej funkcji to podwójny współczynnik ekstynkcji:

$$\ln S(z) = \ln(C\beta) - 2z\sigma_z + \ln O(z) \quad z < z_{\text{overlap}}, \quad (\text{B.2})$$

$$\ln S(z) = \ln(C\beta) - 2z\sigma_z \quad z \geq z_{\text{overlap}}, \quad (\text{B.3})$$

gdzie  $O(z)$  oznacza funkcję opisującą kompresję geometryczną a  $\sigma$  i  $\beta$  to współczynniki rozpraszania i rozpraszania wstecznego. Znajomość współczynnika rozpraszania wstecznego na powierzchni umożliwia oszacowanie stałej lidarowej  $C$ . Profil współczynnika ekstynkcji był wyznaczany na podstawie metody Kletta-Fernanda-Sasano w oparciu o pomiary AOD wykonywane przy użyciu fotometru słonecznego Microtops oraz MFR-7.

---

# Spis symboli

---

$\alpha$	wykładnik Ångströma
$\eta_{ij}$	współczynnik korelacji między punktami $i$ i $j$
$\theta$	kąt zenitalny
$\theta_s$	kąt zenitalny słońca
$\theta_v$	kąt zenitalny satelity
$\Theta$	kąt rozproszenia
$\lambda$	długość fali
$\mu$	cosinus kąta zenitalnego
$\rho$	reflektancja
$\rho^{surf}$	reflektancja powierzchni
$\rho^{TOA}$	reflektancja na górnej granicy atmosfery
$\sigma_b^2$	kwadrat błędu tła
$\sigma_{abs}$	współczynnik absorpcji
$\sigma_{ext}$	współczynnik ekstynkcji
$\sigma_{scat}$	współczynnik rozpraszania
$\tau$	grubość optyczna aerozoli
$\tau_{ref}$	grubość optyczna aerozoli w dniu referencyjnym
$\tau_{ret}$	grubość optyczna aerozoli w dniu zanieczyszczonym
$\varphi$	kąt azymutalny

$\Delta\varphi$	względny kąt azymutalny
$\omega$	albedo pojedynczego rozpraszania
$bias$	średnia różnica
$d_s$	ilość stopni swobody
$g$	parametr asymetrii
$g_n$	przyspieszenie grawitacyjne
$n$	liczba punktów
$r^2$	współczynnik korelacji
$r_{ij}$	odległość między punktami i oraz j
$r_z$	promień Ziemi
$rms$	średni błąd kwadratowy
$x_a$	wektor skorygowanej AOD
$x_b$	wektor nieskorygowanej AOD (background field)
$y$	wektor obserwacji
$A$	albedo planetarne
$F$	model bezpośredni (wprost)
$F_0$	stała słoneczna
$I$	radiancja
$IS$	indeks Shanona
$J$	funkcja źródłowa
<b>K</b>	macierz wagowa
$P$	funkcja fazowa
$R$	promień wpływu
$R_g$	uniwersalna stała gazowa



$\mathbf{S}_a$	macierz kowariancji błędu informacji <i>a priori</i>
$\mathbf{S}_y$	macierz kowariancji błędu obserwacji
$T$	temperatura



---

# Spis skrótów

---

6S	Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum
A-Train	Afternoon Train
AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
ACE-Asia	Aerosol Characterization Experiment
AD-Net	Asian Dust Network
AERONET	Aerosol Robotic Network
AOD	Aerosol Optical Depth, aerozolowa grubość optyczna
ARFINET	Aerosol Radiative Forcing over India NETWORK
AQUA	satelita NASA Earth Science
AVHRR	Advanced Very High-Resolution Radiometer
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CIAT	Centro Internacional de Agricultura Tropical
CIESIN	Center for International Earth Science Information Network
CMDL	Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Aerosol Network
DMS	dimetylosiarczany
DREAM	Dust Regional Atmospheric Model
EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network
ECMWF IFS	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecasting System

ENVISAT	Environmental Satellite
ESA	Europejska Agencja Kosmiczna
EUMETSAT	Europejska Organizacja Eksploatacji Satelitów Meteorologicznych
FLAMBE	Fire Locating and Modeling of Burning Emissions
FORTTRAN	Formula Translating System, język programowania
FOV	Field Of View, pole widzenia instrumentu
GAW	Global Atmosphere Watch
GDAS	Global Data Assimilation System
GEIA	Annual SO <sub>x</sub> /NO <sub>x</sub> Global Emissions Inventory
GEM-AQ	Global Environmental Multiscale – Air Quality
GMS5	Geostationary Meteorological Satellite 5]
GOCART	Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOP	Górnośląski Okręg Przemysłowy
HITRAN	High-resolution TRANsmision molecular absorption database
HRV	High Resolution Visible channel
HYSPLIT	Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model
IGFUW	Instytut Geofizyki Uniwersytetu Warszawskiego
IMGW-PIB	Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowy Instytut Badawczy
IMPROVE	Interagency Monitoring of Protected Visual Environments
LCL	Lifting Condensation Level, poziomu kondensacji z podniesienia
LTR	Laboratorium Transferu Radiacyjnego
LUT	Look up Tables
MACC	Monitoring Atmospheric Composition and Climate
MATLAB	MATrix LABoratory, język programowania

MFR-7	Multifilter Rotating Shadowband Radiometer
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MPLNET	Micro-Pulse Lidar Network
MSG2	Meteosat Second Generation 2
MTSAT-1R	Multi-functional Transport Satellite
NAAPS	Navy Aerosol Analysis and Prediction System
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOGAPS	Navy Operational Global Atmospheric Prediction System
OMI	Ozone Monitoring Instrument
PAN	Polska Akademia Nauk
PBL	Planetary Boundary Layer, planetarna warstwa graniczna
PM	Particular Matter, pył zawieszony
PolarAOD	Polar Aerosol Optical Depth Measurement Network Project
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances
SAF	Satellite Application Facilities
SAWA	SAharan dust over WARSaw
SCHIAMACHY	Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Characterography
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SKYNET	Atmospheric radiation and weather observation network in Japan
SMAC	Simplified Method for Atmospheric Correction

SOS	Successive Orders of Scattering
SSA	Single Scattering Albedo
SST	Sea Surface Temperature, temperatura powierzchni oceanu
TERRA	satelita NASA Earth Science
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TWV	Total Water Vapor, całkowita zawartość pary wodnej w kolumnie atmosfery
USGS	U.S. Geological Survey
UTC	Coordinated Universal Time, uniwersalny czas koordynowany
VIIRS	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
WIOŚ	Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska
WMO	World Meteorological Organization, Światowa Organizacja Meteorologiczna
WRF-Chem	Weather Research and Forecasting model coupled with Chemistry

---

# Spis rysunków

---

2.1	Definicja problemu wprost oraz problemu odwrotnego. . . . .	14
2.2	Rozwiązanie problemu odwrotnego w zależności od błędów obserwacji, informacji <i>a priori</i> i modelu . . . . .	17
2.3	Błąd rozwiązania oraz waga $k$ dla zadanych różnic błędów informacji <i>a priori</i> i obserwacji . . . . .	21
2.4	Funkcja kosztu w metodzie najmniejszych kwadratów . . . . .	21
2.5	Problem odwrotny w metodzie Bayesa . . . . .	23
2.6	Funkcja gęstości prawdopodobieństwa dla rozwiązania problemu odwrotnego w teorii Bayesa . . . . .	23
2.7	Kształt funkcji fazowych dla różnych parametrów wielkości cząstek . . . . .	36
4.1	Schemat konstrukcji algorytmów. . . . .	57
4.2	Lokalizacja stacji pomiarowych. . . . .	62
4.3	Schemat działania modelu 6S. . . . .	64
4.4	Funkcja filtrująca dla 3 kanałów SEVIRI. . . . .	66
4.5	Mapa pokrycia terenu. . . . .	69
4.6	Etapy wyznaczania refleksyjności powierzchni oraz grubości optycznej aerozolu . . . . .	74
5.1	Porównanie AOD SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi z Belska. . . . .	80
5.2	Porównanie AOD SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi z IGFUW. . . . .	81
5.3	Porównanie AOD SEVIRI z obserwacjami fotometrycznymi ze Strzyżowa. . . . .	82
5.4	Funkcja gęstości prawdopodobieństwa różnic AOD. . . . .	85
5.5	Trajektorie wsteczne z modelu HYSPLIT. . . . .	88
5.6	Profil pionowy współczynnika rozpraszania wstecznego aerozolu. . . . .	88
5.7	AOD nad Polską w dniu 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	89
5.8	Pożary zarejestrowane przez detektor MODIS w dniach 21-30 kwietnia 2009 roku. . . . .	91
5.9	AOD nad Polską w dniu 30 kwietnia 2009 roku. . . . .	92
5.10	AOD nad Polską w dniu 1 maja 2009 roku. . . . .	93



6.1	Emisje NO <sub>x</sub> i SO <sub>x</sub> w Polsce, w latach 1980-2012. . . . .	99
6.2	Mapa okolic Warszawy. . . . .	101
6.3	Porównanie AOD z pomiarów fotometrycznych przeprowadzonych w Warszawie i Belsku . . . . .	104
6.4	Porównanie AOD zmierzonego w Warszawie i Belsku z danymi z MODISA . . . . .	105
6.5	Porównanie wykładników Ångströma zmierzonych w Belsku i Warszawie . . . . .	107
6.6	Analiza AOD dla wybranych regionów z okolicy Warszawy . . . . .	109
6.7	Porównanie AOD zmierzonego w dwóch lokalizacjach w Warszawie. . . . .	110
6.8	Dzienny cykl koncentracji PM <sub>10</sub> oraz współczynnika PM <sub>2,5</sub> /(PM <sub>10</sub> -PM <sub>2,5</sub> ). . . . .	112
6.9	Średnie miesięczne wartości koncentracji PM <sub>10</sub> . . . . .	114
6.10	Porównanie AOD w 500 nm zmierzonego podczas warunków smogowych w Warszawie i Belsku. . . . .	116
6.11	Trajektorie wsteczne z modelu HYSPLIT dla dnia 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	117
6.12	Pionowe profile atmosferyczne w dniu 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	118
6.13	Skorygowany sygnał zmierzony ceilometrem CHM-15K w Warszawie (IG-FUW) w dniu 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	118
6.14	Zmienność parametrów optycznych aerozolu w dniu 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	119
6.15	MODIS AOD w 550 nm zaobserwowane w okolicy Warszawy. . . . .	120
6.16	AOD SEVIRI w 635 nm w dniu 4 kwietnia 2009 roku. . . . .	121
6.17	AOD w funkcji gęstości zaludnienia. . . . .	123
6.18	AOD i wykładnik Ångströma w funkcji gęstości zaludnienia. . . . .	124
A.1	Schemat skanowania powierzchni ziemi przez radiometr SEVIRI (Muller, 2007). . . . .	133

---

# Spis tabel

---

4.1	Struktura LUT. . . . .	67
4.2	Niepewności wyznaczonej AOD ( $\tau_{ret}$ ) dla perturbacji różnych parametrów wejściowych. . . . .	75
4.3	Niepewności wyznaczonej AOD ( $\tau_{ret}$ ) dla różnych wartości AOD w dniu referencyjnym. . . . .	76
4.4	Całkowita niepewność wyznaczonej AOD ( $\tau_{ret}$ ). . . . .	77
5.1	Porównanie AOD SEVIRI z AOD MODIS. . . . .	86
6.1	Emisje PM10 w aglomeracji warszawskiej w 2004 roku. . . . .	100
6.2	Niepewności wyznaczenia wykładnika Ångströma dla dwóch metod. . . .	102
6.3	Porównanie AOD zmierzonego w Warszawie i Belsku w określonych warunkach atmosferycznych. . . . .	106
6.4	Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru (%) w Warszawie.	108
6.5	Średnie roczne koncentracje PM10, SO <sub>2</sub> , NO <sub>2</sub> , CO i PM2,5. . . . .	111
6.6	Długookresowe średnie wartości poziomu kondensacji i gradientu temperatury. . . . .	115
B.1	Porównanie współczynników kalibracyjnych instrumentów Microtops. . . .	140



---

# Bibliografia

---

- Amerault, C. and Zou, X. (2003). Preliminary steps in assimilating SSM/I brightness temperature in a hurricane prediction scheme. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20:1154–1159. [19]
- Aminou, D. (2002). *MSGs SEVIRI Instrument*. Bulletin 111. ESA. [41, 132]
- Anderson, J., Hardy, E., Roach, J., and Witmer, R. (1976). A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. *U.S. Geological Survey professional paper*, 964:1–28. [59]
- Ångström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, 11:156–166. [31]
- Anikin, P., Sviridenkov, M., and Romashova, E. (2002). Estimation of aerosol single-scattering albedo over ZSS from MFRSR data. *Twelfth ARM Science Team Meeting Proceedings USA*. [70]
- Bais, A., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Balis, D., Zerefos, C., and Meleti, C. (2005). Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmospheric Environment*, 39(6):1093–1102. [15]
- Bayes, T. (1958). Essay towards solving a problem in the doctrine of chances, 1763. *Republished in Biometrika*, 45:298–315. [22]
- Benedetti, A., Morcrette, J.-J., Boucher, O., Dethof, A., Engelen, R., Fisher, M., Flentje, H., Huneeus, N., Jones, L., Kaiser, J., Kinne, S., Mangold, A., Razinger, M., Simmons, A., and Suttie, M. (2009). Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 2. Data assimilation. *Journal of Geophysical Research*, 114:D13205. [9, 60]
- Benkowitz, C., Scholtz, M., Pacyna, J., Tarrasón, L., Dignon, J., Voldner, E., Spiro, P., Logan, J., and Graedel, T. (1996). Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulfur and nitrogen. *Journal of Geophysical Research*, 101(D22):29239–29253. [59]

- Bennouna, Y. and de Leeuw, G. (2007). Aerosol retrievals over land and sea surface using combined satellite measurements from MSG-SEVIRI and ENVISAT-AATSR. *Proceeding of Envisat Symposium, Montreux, Switzerland*. [54]
- Berkoff, T., Welton, E., Campbell, J., Scott, V., and Spinhirne, J. (2003). Investigation of overlap correction techniques for the Micro-Pulse Lidar NETwork (MPLNET). *Proc. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'03, Toulouse, France, IEEE International*, 7:4395–4397. [142]
- Bernard, E., Moulin, C., Ramon, D., Jolivet, D., Riedi, J., and Nicolas, J.-M. (2011). Description and validation of an AOT product over land at the 0.6 mm channel of the SEVIRI sensor onboard MSG. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4:2543–2565. [51]
- Bohren, C. and Huffman, D. (2004). *Absorbing and Scattering of Light by Small Particles*. WILEY. [26]
- Bornstein, R. (1987). Mean diurnal circulation and thermodynamic evolution of urban boundary layers. in modeling the urban boundary layer. *Bulletin of the American Meteorological Society*, pages 52–94. [98]
- Bornstein, R. and Lin, Q. (2000). Urban heat island and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. *Atmospheric Environment*, 34:507–516. [98]
- Bouttier, F. and Courtier, P. (2002). Data assimilation concepts and methods. *Meteorological Training Course Lecture Series ECMWF*. [21]
- Brent, R. (1973). *Algorithms for Minimization without Derivatives*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA. [71]
- Breon, F.-M., Vermeulen, A., and Descloitres, J. (2011). An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometer measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115:3102–3111. [52]
- Brindley, H. and Russell, J. (2009). An assessment of Saharan dust loading and the corresponding cloud-free long-wave direct radiative effect from geostationary satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, 114:D23201. [53]
- Bulgin, C., Palmer, P., Merchant, C., Siddans, R., Gonzi, S., Poulsen, C., Thomas, G., Sayer, A., Carboni, E., Grainger, R., Highwood, E., and Ryder, C. (2011). Quantifying the response of the ORAC aerosol optical depth retrieval for MSG SEVIRI to aerosol model assumptions. *Journal of Geophysical Research*, 116:D05208. [53]
- Calvo, A., Alves, C., Castro, A., Pont, V., Vicente, A., and Fraile, R. (2013). Research on aerosol sources and chemical composition: Past, current and emerging issues. *Atmospheric Research*, 120-121:1–28. [7]

- Carboni, E., Thomas, G., Sayer, A., Siddans, R., Poulsen, C., Grainger, R., Ahn, C., Antoine, D., Bevan, S., Braak, R., Brindley, H., DeSouza-Machado, S., Deuzé, J., Diner, D., Ducos, F., Grey, W., Hsu, C., Kalashnikova, O., Kahn, R., North, P., Salustro, C., Smith, A., Tanré, D., and Veihelmann, O. T. B. (2013). Intercomparison of desert dust optical depth from satellite measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5:1973–2002. [53]
- Carrer, D., Roujean, J., Hautecoeur, O., and Elias, T. (2010). Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations. *Journal of Geophysical Research*, 115:D10208. [52]
- Chapman, S. (1931). The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in atmosphere on a rotating Earth. *Proceedings of the Physical Society*, 43:483–501. [27]
- Chin, M., Kahn, R., Remer, L., Yu, H., Rind, D., Feingold, G., Quinn, P., Schwartz, S., Streets, D., DeCola, P., and Halthore, R. (2009). Atmospheric aerosol properties and climate impacts. Technical report. [40]
- Christensen, J. (1997). The Danish Eulerian Hemispheric Model – a three-dimensional air pollution model used for the Arctic. *Atmospheric Environment*, 31(24):4169–4191. [59]
- Chu, D., Kaufman, Y., Ichoku, C., Remer, L., Tanré, D., and Holben, B. (2002). Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophysical Research Letters*, 29(12):8007. [48, 94, 105]
- Chu, D., Kaufman, Y., Zibordi, G., Chern, J., Mao, J., Li, C., and Holben, B. (2003). Global monitoring of air pollution over land from EOS-Terra MODIS. *Journal of Geophysical Research*, 108(D21):4661. [41]
- Chubarova, N., Sviridenkov, M., Smirnov, A., and Holben, B. (2011). Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4:367–378. [104, 105, 121]
- CIESIN and CIAT (2005). Gridded population of the world, version 3 (gpwv3): Population density grid. *Center for International Earth Science Information Network - CIESIN - Columbia University, and Centro Internacional de Agricultura Tropical - CIAT. Palisades, NY: NASA Socio-economic Data and Applications Center (SEDAC)*. [122, 123, 124]
- Collier, C. (2006). The impact of urban areas on weather. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(614):1–25. [98]
- Collier, C., Davies, F., Bozier, K., Holt, A., Middleton, D., Pearson, G., Siemen, S., Willetts, D., Upton, G., and Young, R. (2005). Dual-doppler lidar measurements for improving dispersion models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(6):825–838. [98]

- Davies, F., Collier, C., Pearson, G., and Bozier, K. (2004). Doppler lidar measurements of turbulent structure function over an urban area. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21:753–761. [98]
- De Paepe, B. and Dewitte, S. (2007). Dust aerosol optical depth retrieval over desert surface using the SEVIRI window channels. *Proceedings of the SPIE*, 6745:67450B. [53]
- deMeij, A., Pozzer, A., and Lelieveld, J. (2012). Trend analysis in aerosol optical depths and pollutant emission estimates between 2000 and 2009. *Atmospheric Environment*, 51:75–85. [9]
- Deschamps, P.-Y., Breon, F.-M., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J.-C., and Seze, G. (1994). The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 106:598–615. [49]
- Deuzé, J., Bréon, F., Devaux, C., Goloub, P., Herman, M., Lafrance, B., Maignan, F., Marchand, A., Nadal, F., Perry, G., and Tanré, D. (2001). Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS-1 polarized measurements. *Journal of Geophysical Research*, 106:4913–4926. [49]
- Diner, D., Abdou, W., Ackerman, T., Crean, K., Gordon, H., Kahn, R., Martonchik, J., McMurdock, S., Paradise, S., Pinty, B., Verstrete, M., Wang, M., and West, R. (2001). MISR Level 2 aerosol retrieval algorithm theoretical basis. *JPL*, page D11400. [48]
- Draxler, R. and Rolph, G. (2010). HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). *NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, USA*. [87, 116]
- Dubovik, O. and King, M. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105:20673–20696. [61]
- Eddington, A. (1916). On the radiative equilibrium of the stars. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 77:16–35. [35]
- Eresmaa, N., Karppinen, A., Joffre, S., Rasanen, J., and Talvitie, H. (2006). Mixing height determination by ceilometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6:1485–1493. [141]
- Errico, R. (1997). What is an adjoint model? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11):2577–2591. [19]
- EUMETSAT (2007a). *Radiometric calibration of MSG SEVIRI Level 1.5 Image Data in equivalent spectral blackbody radiance*. Doc.No.: EUM/OPS-MSG/TEN/03/0064 v1, 17. [132, 136]
- EUMETSAT (2007b). *Typical radiometric accuracy and noise for MSG-1/2*. Doc.No.: EUM/OPS/TEN/07/0314, v1, 26. [77]
- EUMETSAT (2012a). *Conversion from radiances to reflectances for SEVIRI warm channels*. Doc.No.: EUM/MET/TEN/12/0332 v4. [137]



- EUMETSAT (2012b). *The Conversion from Effective Radiances to Equivalent Brightness Temperatures*. Doc.No.: EUM/MET/TEN/11/0569 v1. [137]
- Evangelopoulos, V., Zoras, S., Triantafyllou, A., and Albanis, T. (2006). PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub> time series and fractal analysis. *Global NEST Journal*, 8(3):234240. [111]
- Evgenieva, T., Iliev, I., Koleva, N., Sobolewski, P., Pietruczuk, A., Holben, B., and Kolev, I. (2008). Optical characteristics of aerosol determined by Cimel, Prede, and Microtops II sun photometers over Belsk (Poland). *Proceedings of SPIE*, page 7027. [103]
- Filip, L. and Stefan, S. (2011). Study of the correlation between the near-ground PM<sub>10</sub> mass concentration and the aerosol optical depth. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73:1883–1889. [113]
- Flentje, H., Heese, B., Reichardt, J., and Thomas, W. (2010). Aerosol profiling using the ceilometer network of the German Meteorological Service. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 3(4):3643–3673. [141]
- Folberth, G., Rumbold, S., Collins, W., and Butler, T. (2010). Determination of radiative forcing from megacity emissions on the global scale. *MEGAPOLI Project Scientific Report*, 10-08. [97]
- Frey, S., Poenitz, K., Teschke, G., and Wille, H. (2010). Detection of aerosol layers with ceilometers and the recognition of the mixed layer depth. *Proc. Int. Symp. for Advancement of Boundary Layer Remote (ISARS)*, pages 3646–3647. [141]
- Fukushima, H., Higurashi, A., Mitomi, Y., Nakajima, T., Noguchi, T., Tanaka, T., and Toratani, M. (1998). Correction of atmospheric effects on ADEOS/OCTS ocean color data: Algorithm description and evaluation of its performance. *Journal of Oceanography*, 54:417–430. [43]
- Geogdzhayev, I., Mishchenko, M., Rossow, W., Cairns, B., and Lacis, A. (2002). Global two-channel AVHRR retrievals of aerosol properties over the ocean for the period of NOAA-9 observations and preliminary retrievals using NOAA-7 and NOAA-11 data. *Journal of Atmospheric Science*, 59:262–278. [42]
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C., and Kaufman, J. (2003). An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 87:273–282. [90]
- Goering, C., L'Ecuyer, T., Stephens, G., Slusser, J., Scott, G., Davis, J., Barnard, J., and Madronich, S. (2005). Simultaneous retrievals of column ozone and aerosol optical properties from direct and diffuse solar irradiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110:D05204. [13]
- Gordon, H. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *Journal of Geophysical Research*, 102:17081–17106. [43]

- Gordon, H. and Wang, M. (1992). Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. 1: The Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*, 31(21):4247–4260. [42]
- Gordon, H. and Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical-thickness over the oceans with SeaWiFS - a preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33(3):443–452. [40, 43, 44]
- Govaerts, Y., Arriaga, A., and Schmetz, J. (2001). Operational vicarious calibration of the MSG/SEVIRI solar channels. *Advances in Space Research*, 28:21–30. [134]
- Govaerts, Y. and Clerici, M. (2004). *MSG-1/SEVIRI solar channels calibration. Commissioning Activity Report*. Doc.No.: EUM/MSG/TEN/04/0024 v1.0. [77]
- Govaerts, Y., Wagner, S., and Lattanzio, A. (2010a). Joint retrieval of surface reflectance and aerosol optical depth from MSG/SEVIRI observations with an optimal estimation approach: 1. Implementation and evaluation. *Journal of Geophysical Research*, 115:D02204. [52]
- Govaerts, Y., Wagner, S., Lattanzio, A., and Watts, P. (2010b). Joint retrieval of surface reflectance and aerosol optical depth from MSG/SEVIRI observations with an optimal estimation approach: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 115:D02203. [52, 77]
- GUS (2007). Rocznik statystyczny 2007. *Główny Urząd Statystyczny*. [97]
- Hale, G. and Querry, M. (1973). Optical constants of water in the 200 nm to 200  $\mu\text{m}$  wavelength region. *Applied Optics*, 12:555–563. [43]
- Harrison, L., Michalsky, J., and Berndt, J. (1994). Automated multifilter rotating shadow-band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurements. *Applied Optics*, 33(22):5118–5125. [61]
- Hartley, A., Pekel, J.-F., Ledwith, M., Champeaux, J.-L., Badts, E., and Bartalev, S. (2000). The Land Cover Map for Europe in the year 2000. GLC2000 database. *European Commission Joint Research Centre*. [68, 71]
- Hassini, A., Benabdelouahed, F., Benabadji, N., and Belbachir, A. (2009). Active fire monitoring with Level 1.5 MSG satellite images. *American Journal of Applied Sciences*, 6:157–166. [41]
- Hauser, A., Oesch, D., Foppa, N., and Wunderle, S. (2005). NOAA AVHRR derived aerosol optical depth over land. *Journal of Geophysical Research*, 110:D08204. [42, 43]
- Heese, B., Flentje, H., Althausen, D., Ansmann, A., and Frey, S. (2010). Ceilometer lidar inter-comparison: backscatter coefficient retrieval and signal-to-noise ratio determination. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 3(4):3907–3924. [141]
- Heinz, W., Hanke, M., and Neubauer, A. (2000). Regularization of inverse problems. *Kluwer Academic Publishers*. [15]

- Heney, L. and Greenstein, J. (1941). Diffuse radiation in the galaxy. *Astrophysical Journal*, 93:70–83. [31, 68]
- Herman, J., Bhartia, P., Torres, O., Hsu, N., Seftor, C., and Celarier, E. (1997). Global distribution of UV- absorbing aerosols from Nimbus-7/TOMS data. *Journal of Geophysical Research*, 102:16911– 16922. [41]
- Hess, M., Koepke, P., and Schult, I. (1998). Optical Properties of Aerosol and Clouds: The Software Package OPAC. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5). [29]
- Hestenes, M. and Stiefel, E. (1952). Methods of conjugate gradients for solving linear systems. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 49(6):409–436. [17]
- Hogan, T. and Brody, L. (1993). Sensitivity studies of the Navy’s Global Forecast Model parameterizations and evaluation of improvements to NOGAPS. *Monthly Weather Review AMS*, 121:2373–2395. [60]
- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998). AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66:1–16. [7, 32, 61, 103]
- Holm, E. (2008). Lecture notes on assimilation algorithms. ECMWF. [17, 23]
- Hooker, S., Esaias, W., Feldman, G., Gregg, W., and C.R., M. (1992). An overview of SeaWiFS and ocean color. *SeaWiFS Technical Report Series*, 1(NASA Technical Memorandum 104566). [8, 43]
- Hsu, C., Tsay, S.-C., King, M., and Herman, J. (2004). Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 42(3):557–569. [48]
- Hsu, N., Gautam, R., Sayer, A., Bettenhausen, C., Li, C., Jeong, M., Tsay, S.-C., and Holben, B. (2012). Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12:8037–8053. [9]
- Hsu, N., Herman, J., Bhartia, P., Seftor, C., Torres, O., Thompson, A., Gleason, J., Eck, T., and Holben, B. (1996). Detection of biomass burning smoke from TOMS measurements. *Geophysical Research Letters*, 23:745–748. [41]
- Ignatov, A. (1997). Estimation of the aerosol phase function in backscatter from simultaneous satellite and sun-photometer measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 36:688–694. [54]
- Ignatov, A., Sapper, J., Cox, S., Laszlo, I., Nalli, N., and Kidwell, K. (2004). Operational aerosol observations (AEROBS) from AVHRR/3 on board NOAA-KLM satellites. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21:3–26. [42]

- Ignatov, A. and Stowe, L. (2002). Aerosol retrievals from individual AVHRR channels: I. Retrieval algorithm and transition from Dave to 6S radiative transfer model. *Journal of Atmospheric Science*, 59:313–334. [42]
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [7]
- Jarosławski, J. and Pietruczuk, A. (2010). On the origin of seasonal variation of aerosol optical thickness in UV range over Belsk, Poland. *Acta Geophysica*, 58(6):1134–1146. [115]
- Jolivet, D., Ramon, D., Bernard, E., Deschamps, P.-Y., Riedi, J., Nicolas, J., and Hagolle, O. (2008). Aerosol monitoring over land using MSG/SEVIRI. *Proceeding of the EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*. [8, 51]
- Jolivet, D., Ramon, D., Riedi, J., and Roebeling, R. (2006). Aerosol retrievals from METEOSAT-8, SAF on Climate Monitoring. *Visiting Scientist Report*. [51]
- Joseph, J., Wiscombe, W., and Weinman, J. (1976). The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33:2452–2459. [35]
- Juda-Rezler, K., Rezler, K., and Oudinet, J.-P. (2011). Determination and analysis of PM10 source apportionment during episodes of air pollution in Central Eastern European urban areas: The case of wintertime 2006. *Atmospheric Environment*, 45(36):6557–6566. [99]
- Kahn, R., Gaitley, B., Martonchik, J., Diner, D., Crean, K., and Holben, B. (2005). Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations. *Journal of Geophysical Research*, 110:D10S04. [48]
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437–470. [102]
- Kaufman, Y., Tanré, D., and Boucher, O. (2002). A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419:215–223. [41]
- Kaufman, Y., Tanré, D., Gordon, H., Nakajima, T., Lenoble, J., Grassl, H., Herman, B., King, M., and Teillet, P. (1997a). Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14):16815–16830. [41]
- Kaufman, Y., Tanré, D., Remer, L., Vermote, E., Chu, A., and Holben, B. (1997b). Operational remote sensing of tropospheric aerosol over the land from EOS-MODIS. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14):17051–17061. [8, 46, 47]

- King, M. (1982). Sensitivity of constrained linear inversion to the selection of the lagrange multiplier. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39:1356–1369. [26]
- King, M., Kaufman, Y., Tanré, D., and Nakajima, T. (1999). Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80:2229–2259. [41, 42]
- Knapp, K., Frouin, R., Kondragunta, S., and Prados, A. (2005). Toward aerosol optical depth retrievals over land from GOES visible radiances: determining surface reflectance. *International Journal of Remote Sensing*, 26:4097–4116. [8, 49, 50, 51]
- Knapp, K. and Stowe, L. (2002). Evaluating the potential for retrieving aerosol optical depth over land from AVHRR Pathfinder Atmosphere data. *Journal of Atmospheric Science*, 59:279–293. [42]
- Knapp, K., Vonder-Haar, T., and Kaufman, Y. (2002). Aerosol optical depth retrieval from GOES-8: Uncertainty study and retrieval validation over South America. *Journal of Geophysical Research*, 107(D7). [8, 49]
- Knobelspiesse, K., Pietras, C., Fargion, G., Wang, M., Frouin, R., Miller, M., Subramaniam, S., and Balch, W. (2004). Maritime aerosol optical thickness measured by handheld sunphotometers. *Remote Sensing of Environment*, 93:87–106. [103]
- Kokhanovsky, A., editor (2006). *Light Scattering Reviews. Single and Multiple Light Scattering*, chapter 8. Adjoint radiative transfer equation and inverse problems. Springer. [19]
- Kokhanovsky, A., Breon, F.-M., Cacciari, A., Carboni, E., Diner, D., Nicolantonio, W., Grainger, R. D., Grey, W., Holler, R., Lee, K.-H., Li, Z., North, P., Sayer, A., Thomas, G., and von Hoyningen-Huene, W. (2012). Aerosol remote sensing over land: A comparison of satellite retrievals using different algorithms and instruments. *Atmospheric Research*, 55:372–394. [41]
- Kokhanovsky, A. and de Leeuw, G. (2009). *Satellite Aerosol Remote Sensing over Land*. Springer and Praxis Publishing, Chichester, UK. [28]
- Krishna, M., Babu, S., Manoj, M., and Satheesh, S. (2013). Buildup of aerosols over the Indian region. *Geophysical Research Letters*, 40:1011–1014. [10]
- Lawrence, M., Butler, T., Steinkamp, J., Gurjar, B., and Lelieveld, J. (2007). Regional pollution potentials of megacities and other major population centers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7:3969–3987. [98]
- Lenoble, J., Herman, M., Deuze, J., Lafrance, B., Santer, R., and Tanré, D. (2007). A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the Earth’s atmosphere with aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 107:479–507. [33]

- Levy, R., Leptoukh, G., Kahn, R., Zubko, V., Gopalan, A., and Remer, L. (2009a). A critical look at deriving monthly aerosol optical depth from satellite data IEEE. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(8):2942–2956. [58]
- Levy, R., Remer, L., Kleidman, R., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahnand, R., and Eck, T. (2010). Global evaluation of the collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(21):10399–10420. [47, 58, 105]
- Levy, R., Remer, L., Mattoo, S., Vermote, E., and Kaufman, Y. (2007). Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 112:D13211. [47, 48, 86, 94]
- Levy, R., Remer, L., Tanré, D., Mattoo, S., and Kaufman, Y. (2009b). Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from MODIS: Collection 005 and 051. [http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04\\_L2/atbd.html](http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/atbd.html). [47]
- Liou, K. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*, volume 84 of *International Geophysics Series*. Academic Press. [33, 63]
- Maciszewska, A., Markowicz, K., and Witek, M. (2010). Multiyear analysis of the aerosol optical thickness over Europe. *Acta Geophysica*, 58:1147–1163. [59, 60, 115]
- Mahowald, N., Ward, D., Kloster, S., Flanner, M., Heald, C., Heavens, N., Hess, P., Lamarque, J.-F., and Chuang, P. (2011). Aerosol impacts on climate and biogeochemistry. *Annual Review of Environment and Resources*, 36:45–74. [7]
- Majewski, G. and Przewoźniczuk, W. (2009). Study of particulate matter pollution in warsaw area. *Polish Journal of Environmental Studies*, 18:293–300. [99]
- Markowicz, K. (2013). Procesy radiacyjne w atmosferze. Materiały do wykładu. <http://www.igf.fuw.edu.pl/meteo/stacja/wyklady/ProcesyRadiacyjne/2013/>. [32, 36]
- Markowicz, K., Flatau, P., Kardaś, A., Stelmaszczyk, K., and L., W. (2008). Directive 2008/50/EC of the European Parliament and of the Council of 21 May 2008 on ambient air quality and cleaner air for Europe. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:928–944. [61, 141]
- Markowicz, K., Zieliński, T., Pietruczuk, A., Posyniak, M., Zawadzka, O., Makuch, P., Stachlewska, I., Jagodnicka, A., Petelski, T., Kumala, W., Sobolewski, P., and Stacewicz, T. (2012). Remote sensing measurements of the volcanic ash plume over Poland in April 2010. *Atmospheric Environment*, 48:66–75. [41]
- Marmer, E., Langmann, B., Fagerli, H., and Vestreng, V. (2007). Direct shortwave radiative forcing of sulfate aerosol over Europe from 1900 to 2000. *Journal of Geophysical Research*, 112:D23S17. [9]

- Martonchik, J., Diner, D., Kahn, R., Ackerman, T., Verstraete, M., Pinty, B., and Gordon, H. (1998). Techniques for the retrieval of aerosol properties over land and ocean using multiangle imaging. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36:1212–1227. [8, 48]
- Martucci, G., Milroy, C., and ODowd, C. (2010). Detection of cloud-base height using Jenoptik CHM15K and Vaisala CL31 ceilometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2):305–318. [141]
- McKendry, I., van der Kamp, D., Strawbridge, K., Christen, A., and Crawford, B. (2009). Simultaneous observations of boundary-layer aerosol layers with CL31 ceilometer and 1064/532 nm lidar. *Atmospheric Environment*, 43(36):5847–5852. [141]
- Mei, L., Xue, Y., de Leeuw, G., Holzer-Popp, T., Guang, J., Li, Y., Yang, L., Xu, X., Li, C., Wang, Y., Wu, C., Hou, T., He, X., Liu, J., Dong, J., and Chen, Z. (2012). Retrieval of aerosol optical depth over land based on a time series technique using MSG/SEVIRI data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12:9167–9185. [8, 53]
- Middleton, D. and Davies, F. (2005). Evaluation of dispersion model parameters by dual Doppler lidars over West London, England. *International Journal of Environment and Pollution*, 25:80–94. [98]
- Min, Q. and Duan, M. (2004). A successive order of scattering model for solving vector radiative transfer in the atmosphere. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 87:243–259. [33]
- Min, Q. and Harrison, L. (1996). An adjoint formulation of the radiative transfer method. *Journal of Geophysical Research*, 101(D1):1635–1640. [19]
- Minister Środowiska (2008). Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 3 marca 2008 r. w sprawie poziomów niektórych substancji w powietrzu. *Dz.U. nr 47 poz. 281*. [98]
- Mishchenko, M. and Geogdzhayev, I. (2007). Satellite remote sensing reveals regional tropospheric aerosol trends. *Optics Express*, 15:7423–7438. [42]
- Monahan, E. D. S. and Davidson, K. (1986). A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. In: E.C. Monahan and G. MacNiocaill (eds.), *Oceanic whitecaps and their role in air-sea exchange processes*. D. Reidel Publishing Company, 121:167–174. [59]
- Monks, P., Granier, C., Fuzzi, S., Stohl, A., Williams, M., Akimoto, H., Amann, M., Baklanov, A., Baltensperger, U., Bey, I., Blake, N., Blake, R., Carslaw, K., Cooper, O., Dentener, F., Fowler, D., Fragkou, E., Frost, G., Generoso, S., Ginoux, P., Grewe, V., Guenther, A., Hansson, H., Henne, S., Hjorth, J., Hofzumahaus, A., Huntrieser, H., Isaksen, I., Jenkin, M., Kaiser, J., Kanakidou, M., Klimont, Z., Kulmala, M., Laj, P., Lawrence, M., Lee, J., Liousse, C., Maione, M., McFiggans, G., Metzger, A., Mieville, A., Moussiopoulos, N., Orlando, J., O'Dowd, C., Palmer, P., Parrish, D., Petzold, A., Platt, U., Poschl, U., Prévôt, A., Reeves, C., Reimann,

- S., Rudich, Y., Sellegri, K., Steinbrecher, R., Simpson, D., ten Brink, H., Theloke, J., van der Werf, G., Vautard, R., Vestreng, V., Vlachokostas, C., and von Glasow, R. (2009). Atmospheric composition change – global and regional air quality. *Atmospheric Environment*, 43(33):5268 – 5350. [7]
- Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, A., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A., and Untch, A. (2009). Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward model. *Journal of Geophysical Research*, 114:D06206. [9, 60]
- Morys, M., Mims, F., Hagerup, S., Anderson, S., Baker, A., Kia, J., and Walkup, T. (2001). Design, calibration, and performance of MICROTOPS II hand held ozone monitor and sun photometer. *Journal of Geophysical Research*, 106(D13):14573–14582. [62]
- Muller, J. (2007). MSG Level 1.5 image data format description. *EUMETSAT*, Doc.No.: EUM/MSG/ICD/105, v5A. [133, 134, 152]
- Muller, J., de Berg, L., Grtner, V., Hanson, C., Heinemann, T., Holmlund, K., and Knig, M. (2007). *A change to the MSG Level 1.5 image product radiance definition*. Joint 2007 EUMETSAT and 15th AMS Conference. EUMETSAT. [137]
- Munkel, C., Eresmaa, N., Rasanen, J., and Karppinen, A. (2007). Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-Layer Meteorology*, 124:117–128. [141]
- Newton, I. (1664-1671). *Methodus fluxionum et serierum infinitarum*. [18]
- Norris, J. and Wild, M. (2007). Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening”. *Journal of Geophysical Research*, 112:D08214. [9]
- OConnor, E., Illingworth, A., and Hogan, R. (2004). A technique for autocalibration of cloud lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(5):777–786. [141]
- Pandis, S., Wexler, A., and Seinfeld, J. (1995). Dynamics of tropospheric aerosols. *Journal of Physical Chemistry*, 99(24):9646–9659. [7]
- ParlamentEuropejski (2008). Directive 2008/50/EC of the European Parliament and of the Council of 21 May 2008 on ambient air quality and cleaner air for Europe. [98]
- Petters, J., Saxena, V., Slusser, J., Wenny, B., and Madronich, S. (2003). Aerosol single scattering albedo retrieved from measurements of surface UV irradiance and a radiative transfer model. *Journal of Geophysical Research*, 108(D9):4288. [15]
- Phillips, D. (1962). A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind. *Journal of the Association for Computing Machinery*, 9:84–97. [25]



- Pietras, C., Knobelspiesse, K., Frouin, R., Holben, B., and Voss, K. (2002). Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, revision 3. *NASA Technical Memorandum 20021-210004*, 1:76–90. [103]
- Pili, P. (2000). *SEVIRI instrument Level 1.0 data*. ESA/EUMETSAT. [134]
- Popp, C., Hauser, A., Foppa, N., and Wunderle, S. (2007). Remote sensing of aerosol optical depth over central Europe from MSG SEVIRI data and accuracy assessment with ground-based AERONET measurements. *Journal of Geophysical Research*. [8, 51]
- Querol, X., Alastuey, A., Rodriguez, S., Plana, F., Ruiz, C., Cots, N., Massague, G., and Puig, O. (2001). PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub> source apportionment in the Barcelona Metropolitan Area, Catalonia, Spain. *Atmospheric Environment*, 35(36):6407–6419. [111]
- Rahman, H. and Dedieu, G. (1994). SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, 15(1):123–143. [51]
- Rahman, H., Pinty, B., and Verstraete, M. (1993). Coupled surfaceatmosphere reflectance (CSAR) model: 2. Semiempirical surface model usable with NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 98(D11):20791–20801. [52]
- Ramanathan, V., Crutzen, P., Kiehl, J., and Rosenfeld, D. (2001). Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294(5549):2119–2124. [7]
- Reid, J., Hyer, E., Prins, E., Westphal, D., Zhang, J., Wang, J., Christopher, S., Curtis, C., Schmidt, C., Eleuterio, D., Richardson, K., and Hoffman, J. (2009). Global monitoring and forecasting of biomassburning smoke: Description of and lessons from the Fire Locating and Modeling of Burning Emissions (FLAMBE) Program. *IEEE JSTARS*, 2(3):144–162. [59]
- Remer, L., Kaufman, Y., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D., Martins, J., Li, R., Ichoku, C., Levy, R., Kleidman, R., Eck, T., Vermote, E., and Holben, B. (2005). The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(4):947–973. [8, 46, 47, 48, 58, 83, 94, 105]
- Riedi, J. and Nicolas, J.-M. (2005). *science\_modules\_msg.c*. *Laboratoire d’Optique Atmospherique*. [69]
- Rodgers, C. (2000). *Inverse Methods for Atmospheric Sounding. Theory and Practise*, volume 2 of *Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics*. [16, 52, 71]
- Rothman, L., Gamache, R., Goldman, A., Brown, L., Toth, R., Pickett, H., Poynter, R., Flaud, J.-M., Camy-Peyret, C., Barbe, A., Husson, N., Rinsland, C., and Smith, M. (1987). The HITRAN database: 1986 edition. *Applied Optics*, 26:4058–4097. [65]

- Roujean, J., Leroy, M., and Deschamps, P. (1992). A bidirectional reflectance model of the earth's surface for the correction of the remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, 97(18):20455–20468. [52]
- Russell, P., Livingston, J., Dubovik, O., Ramirez, S., Wang, J., Redemann, J., Schmid, M., Box, M., , and Holben, B. (2004). Sunlight transmission through desert dust and marine aerosols: Diffuse light corrections to Sun photometry and pyrheliometry. *Journal of Geophysical Research*, 109:D08207. [104]
- Saunders, R., Matricardi, M., and Brunel, P. (1999). An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125:1407–1425. [19]
- Schepanski, K., Tegen, I., Laurent, B., Heinhold, B., and Macke, A. (2007). A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG SEVIRI IR channels. *Geophysical Research Letters*, 34:L18803. [53]
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. (2002). SEVIRI calibration. *Bulletin of the American Meteorological Society*, ES:52–53. [134]
- Schuster, A. (1905). Radiation through a foggy atmosphere. *The Astrophysical Journal*, XXI(1):1–24. [34]
- Seidel, F., Kokhanovsky, A., and Schaepman, M. (2011). Fast retrieval of aerosol optical depth and its sensitivity to surface albedo using remote sensing data. *Atmospheric Research*, 116:22–32. [58]
- Seidel, F. and Popp, C. (2011). Critical surface albedo and its implications to aerosol remote sensing. *Atmospheric Measurement Techniques Discussion*, 4:7725–7750. [58]
- Seinfeld, J. and Pandis, S. (2006). Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. 2nd edition, J. Wiley. [7]
- Shaw, G. (1983). Sun photometry. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64(1):4–10. [140, 141]
- Shettle, E. and Fenn, R. (1979). Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *Environmental Research Papers*, 676:1–23. [44]
- Siegel, D., Wang, M., Maritorena, S., and Robinson, W. (2000). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: The black pixel assumption. *Applied Optics*, 3:3582–3591. [43]
- Smirnov, A., Holben, B., Eck, T., Dubovik, O., and Slutsker, I. (2000). Cloud Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. *Remote Sensing of Environment*, 73:337–349. [141]

- Smirnov, A., Holben, B., Slutsker, I., Giles, D., McClain, C., Eck, T., Sakerin, S., Macke, A., Croot, P., Zibordi, G., Quinn, P., Sciare, J., Kinne, S., Harvey, M., Smyth, T., Piketh, S., Zieliński, T., Proshutinsky, A., Goes, J., Nelson, N., Larouche, P., Radionov, V., Goloub, P., Moorthy, K. K., Matarrese, R., Robertson, E., and Jourdin, F. (2009). Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network. *Journal of Geophysical Research*, 114:D06204. [7]
- Smith, R. and Baker, K. (1981). Optical properties of the clearest natural waters. *Applied Optics*, 20:177–184. [43]
- Song, C.-K., Ho, C.-H., Park, R., Choi, Y.-S., Kim, J., Gong, D., and Lee, Y.-B. (2009). Spatial and seasonal variations of surface PM10 concentration and MODIS aerosol optical depth over China. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 45(1):33–43. [113, 122]
- Soufflet, V., Tanré, D., Royer, A., and O'Neill, N. (1997). Remote sensing of aerosols over boreal forest and lake water from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, 60:22–34. [42]
- Stachlewska, I., Piądlowski, M., Migacz, S., Szkop, A., Zielińska, A., and Swaczyna, P. (2012). Ceilometer observations of the boundary layer over Warsaw, Poland. *Acta Geophysica*, 60(5):1386–1412. [115]
- Stammes, K., Tray, S.-C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K. (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, 27(12):2502–2509. [52]
- Stelmaszczyk, K., Dell'Aglio, M., Chudzyński, S., Stacewicz, T., and Woste, L. (2005). Analytical function for lidar geometrical compression form-factor calculations. *Applied Optics*, 44(7):1323–1331. [142]
- Stowe, L., Ignatov, A., and Singh, R. (1997). Development, validation, and potential enhancements to the second generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14):16923–16934. [8, 40, 42]
- Stumpf, R., Arnone, R., Gould, R., Martinovich, P., and Ransibrahmanakul, V. (2003). A partially coupled ocean-atmosphere model for retrieval of water-leaving radiance from SeaWiFS in coastal waters. *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, 22(NASA Technical Memorandum 206892):51–59. [43]
- Sundstrom, A.-M., Nousiainen, T., and Petaja, T. (2009). On the quantitative lowlevel aerosol measurements using ceilometer-type lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11):2340–2352. [141]
- Tang, J., Xue, Y., Yu, T., and Guan, Y. (2005). Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy of TERRA and AQUA MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 94(3):327–334. [54]

- Tanré, D., Kaufman, Y., Herman, M., and Mattoo, S. (1997). Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *Journal of Geophysical Research*, 102:16971–16988. [46]
- Tarantola, A. (2005). Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. *SIAM*, 50:159–170. [23]
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Inverse problems = quest for information. *Journal of Geophysics*, 50:159–170. [23]
- Thomas, G., Carboni, E., Sayer, A., Poulsen, C., R., S., and Grainger, R. (2009). Oxford-ral aerosol and cloud (orac): aerosol retrievals from satellite radiometers. *rozdział w „Satellite Aerosol Remote Sensing over Land”, Kokhanovsky, A.A. and de Leeuw, G., pages 193–225. [8, 52]*
- Torres, O., Herman, J., Ahmad, Z., and Gleason, J. (1998). Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *Journal of Geophysical Research*, 103:17099–17110. [45, 46]
- Twomey, S. (1963). On the numerical solution of fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produced by quadrature. *Journal of the Association for Computing Machinery*, 10:97–101. [25, 26]
- Ulrych, T., Sacchi, M., and Woodbury, A. (2001). A Bayes tour of inversion: A tutorial. *Geophysics*, 66(1):55–69. [22]
- US62 (1962). U.S. Standard Atmosphere. *U.S. Government Printing Office*. [65]
- Vermote, E., Tanré, D., Deuz, J., Herman, M., and Morcrette, J. J. (1997). Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. [63]
- Vermote, E., Tanré, D., Deuz, J., Herman, M., Morcrette, J. J., and Kotchenova, S. Y. (2006). *Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum - Vector (6SV)*. Laboratoire d’Optique Atmosphérique. [63, 134]
- Wagner, S., Govaerts, Y., Lattanzio, A., and Watts, P. (2007). Optimal estimation applied to the retrieval of aerosol load using MSG/SEVIRI observations. *Proceedings of SPIE Europe Remote Sensing Conference*. [52]
- Wagstrom, K. and Pandis, S. (2011). Source-receptor relationships for fine particulate matter concentrations in the Eastern United States. *Atmospheric Environment*, 42(2):347–356. [98]
- Wang, J., Christopher, S., Brechtel, F., Kim, J., Schmid, B., Redemann, J., Russell, P., Quinn, P., and Holben, B. (2003). Geostationary satellite retrievals of aerosol optical thickness during ACE-asia. *Journal of Geophysical Research*, 108(D23):8657. [41]

- Wang, K. and Liang, S. (2009). Global atmospheric downward longwave radiation over land surface under all-sky conditions from 1973 to 2008. *Journal of Geophysical Research*, 114:D19101. [9]
- Wang, M. (2000). The SeaWiFS atmospheric correction algorithm updates. *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, 9(NASA Technical Memorandum 206892):57–63. [43]
- Wang, M. and Gordon, H. (1994). Estimating aerosol optical properties over the oceans with the multiangle imaging spectroradiometer: Some preliminary studies. *Applied Optics*, 33:4042–4057. [8, 48]
- Wang, M., Knobelspiesse, K. D., and McClain, C. (2005). Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products. *Journal of Geophysical Research*, 110(D10S06). [43]
- Westphal, D., Toon, O., and Carlson, T. (1988). A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *Journal of Atmospheric Science*, 45(15):2145–2175. [59]
- Wild, M., Ohmura, A., and Makowski, K. (2007). Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophysical Research Letters*, 34:L04702. [9]
- Witek, M., Flatau, P., Quinn, P., and Westphal, D. (2007). Global sea-salt modeling: results and validation against multicampaign shipboard measurements. *Journal of Geophysical Research*, 112:D08215. [59]
- Wolf, R. (1999). *Coordination Group for Meteorological Satellites. LRIT/HRIT Global Specification*. Doc.No.: CGMS 03, 2.6. EUMETSAT. [136]
- Xu, Q., Obradovic, Z., Han, B., Li, Y., Braverman, A., and Vucetic, S. (2008). *Improving aerosol retrieval accuracy by integrating AERONET, MISR and MODIS data*. Center for Information Science and Technology, Temple Univ., Philadelphia. [54]
- Yoon, J., von Hoyningen-Huene, W., Kokhanovsky, A., Vountas, M., and Burrows, J. (2012). Trend analysis of aerosol optical thickness and Angstrom exponent derived from the global AERONET spectral observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5:1271–1299. [9]
- Zakšek, K., Hort, M., Zaletelj, J., and Langmann, B. (2013). Monitoring volcanic ash cloud top height through simultaneous retrieval of optical data from polar orbiting and geostationary satellites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13:2589–2606. [41]
- Zawadzka, O. and Markowicz, K. (2011). Wyznaczanie grubości optycznej aerozoli atmosferycznych na podstawie pomiarów teledetekcyjnych. *Przegląd Geofizyczny*, 56:3–26. [56, 68]
- Zawadzka, O. and Markowicz, K. (2014). Retrieval of aerosol optical depth from optimal interpolation approach applied to SEVIRI data. *Remote Sensing*, 6(8):7182–7211. [55]

- Zawadzka, O., Markowicz, K., Pietruczuk, A., Zieliński, T., and Jaroslowski, J. (2013). Impact of urban pollution emitted in Warsaw on aerosol properties. *Atmospheric Environment*, 69:15–28. [61, 87]
- Zhang, H., Christopher, S., and Holben, B. (2001). Intercomparison of smoke aerosol optical thickness derived from GOES 8 imager and ground-based sun photometers. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7):7387–7397. [49]
- Zhang, H., Hoff, R., Kondragunta, S., Laszlo, I., and Lyapustin, A. (2013). Aerosol optical depth (AOD) retrieval using simultaneous GOES-East and GOES-West reflected radiances over the western United States. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6:471–486. [8, 50]
- Zhang, J. and Reid, J. (2010). A decadal regional and global trend analysis of the aerosol optical depth using a data-assimilation grade over-water MODIS and Level 2 MISR aerosol products. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10:10949–10963. [10]
- Zhang, X., Kondragunta, S., Ram, J., Schmidt, C., and Huang, H.-C. (2012). Near-real-time global biomass burning emissions product from geostationary satellite constellation. *Journal of Geophysical Research*, 117:D14201. [41, 50]
- Zhao, T.-P., Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B., Sapper, J., Pietras, C., Voss, K., and Frouin, R. (2004). Regional evaluation of an advanced very high resolution radiometer (AVHRR) two-channel aerosol retrieval algorithm. *Journal of Geophysical Research*, 109:D02204. [42]